

**Contribución a la paleogeografía del Devónico-Carbonífero de la  
Cordillera Oriental de los Andes Colombianos: una comparación de la  
mineralogía cuantitativa de las coberteras sedimentarias paleozoicas de  
los macizos de Quetame y Floresta.**

**Autor:**

**Juliana Palacios Torres**

**Director:**

**Profesor Alejandro Beltrán Triviño, PhD**

**Asesor:**

**Germán Bonilla Osorio, PhD (c)**

**Universidad EAFIT  
Escuela de Ciencias  
Departamento de Ciencias de la Tierra  
Pregrado en Geología  
Medellín, Colombia  
25 de octubre del 2021**

## **Agradecimientos**

Este trabajo no pudo ser ejecutado sin la ayuda del profesor Alejandro Beltrán, le doy gracias a la vida por ponérmelo en mi camino, los conocimientos, las experiencias en campo y en clase, ha hecho de mí una mejor estudiante y en su futuro cercano una gran profesional, gracias por esos jalones de orejas, gracias por creer en mí. Infinitas gracias a Germán Bonilla por abrirme las puertas en su laboratorio, estoy profundamente agradecida por compartirme su sabiduría, su manera de ser y su paciencia, me ha brindado la mejor experiencia en el laboratorio de INCLAY S.A.S, a Luisa Yepes, Duván García y Sebastián Gómez muchas gracias por el apoyo, las recomendaciones y sus buenas energías. A Andrés Romero, quien me salvó la vida en campo, muchas gracias por el tiempo que estuvimos trabajando juntos. A mi familia mi madre y mi padre quien, de no ser por ellos no habría completado mis sueños, gracias por ser el apoyo incondicional en mi vida. A mi hermana Laura, siempre ha creído en mí, gracias por ser mi contraparte y polo a tierra. Un especial agradecimiento a Wilton, quien siempre me ayudó con la logística de los laboratorios de la Universidad y a sacarme una sonrisa. A mis amigos, a los que siempre me apoyaron y estuvieron ahí. Muchas gracias a todos los profesores, sin ellos no hubiera conocido las diferentes disciplinas de la geología.

## Tabla de Contenido

<b>1. Resumen .....</b>	<b>- 5 -</b>
<b>2. Abstrac .....</b>	<b>- 5 -</b>
<b>3. Introducción.....</b>	<b>- 6 -</b>
<b>4. Preguntas de Investigación .....</b>	<b>- 8 -</b>
<b>5. Hipótesis .....</b>	<b>- 8 -</b>
<b>6. Planteamiento del Problema .....</b>	<b>- 9 -</b>
<b>7. Objetivo General .....</b>	<b>- 10 -</b>
<b>8. Objetivo Específicos .....</b>	<b>- 10 -</b>
<b>9. Marco Geológico Regional.....</b>	<b>- 10 -</b>
<b>10. Marco Geológico Local .....</b>	<b>- 13 -</b>
<b>10.1 Macizo de Floresta .....</b>	<b>- 14 -</b>
<b>10.1.1 Basamento Metamórfico.....</b>	<b>- 14 -</b>
<b>10.1.2 Neis de Buntia .....</b>	<b>- 14 -</b>
<b>10.1.3 Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá.....</b>	<b>- 15 -</b>
<b>10.1.4 Cobertera Sedimentaria .....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>10.1.5 Formación Tíbet .....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>10.1.6 Formación Floresta .....</b>	<b>- 17 -</b>
<b>10.1.7 Formación Cuche .....</b>	<b>- 18 -</b>
<b>10.1.8 Macizo de Quetame.....</b>	<b>- 19 -</b>
<b>10.1.9 Basamento Metamórfico / Grupo Quetame .....</b>	<b>- 20 -</b>
<b>10.1.10 Grupo Quetame .....</b>	<b>- 21 -</b>
<b>10.1.11 Filitas y Cuarcitas de Guayabetal.....</b>	<b>- 21 -</b>
<b>10.1.12 Cobertera Sedimentaria.....</b>	<b>- 22 -</b>
<b>10.1.13 Grupo Farallones.....</b>	<b>- 22 -</b>
<b>10.1.14 Formación Areniscas de Gutiérrez .....</b>	<b>- 23 -</b>
<b>10.1.15 Formación Capas Rojas del Guatiquía .....</b>	<b>- 24 -</b>
<b>11 Marco Conceptual.....</b>	<b>- 24 -</b>
<b>11.1 Mineralogía .....</b>	<b>- 24 -</b>
<b>11.2 Minerales Arcillosos .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>11.3 Filosilicatos en relación 1:1 (TO) .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>11.4 Filosilicatos en relación 2:1 TOT .....</b>	<b>- 30 -</b>

11.5	Filosilicatos en relación 2:1 (TOT) Grupo de las micas .....	30 -
11.7	Filosilicatos 2:1 (TOT) Grupo de las Esmectitas .....	31 -
11.8	Filosilicatos 2:1 grupo de las vermiculitas.....	31 -
11.9	Filosilicatos 2:1:1 Grupo de las Cloritas. ....	31 -
11.10	Cristalografía de Rayos X.....	33 -
11.11	Difracción de Rayos X (DRX) .....	35 -
11.12	Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersiva (FRX-ED) .....	37 -
12	Metodología .....	39 -
12.1	Pre-campo .....	40 -
12.2	Muestreo.....	42 -
12.3	Trituración.....	45 -
12.4	Pulverización.....	45 -
12.5	Tamizado.....	45 -
12.6	Análisis de Laboratorio .....	45 -
12.6.1	Difracción de Rayos X (DRX) .....	46 -
12.6.2	Montaje de Muestras .....	47 -
12.6.3	Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersiva (FRX -ED) .....	51 -
12.6.4	Montaje de Muestras .....	52 -
13	Resultados .....	53 -
13.1	Difracción de Rayos X (DRX) .....	53 -
13.1.1	Mineralogía Del Basamento Metamórfico de Floresta y Quetame .....	57 -
13.1.2	Mineralogía del Devónico Medio de Floresta y Quetame .....	59 -
13.1.3	Mineralogía del Devónico Tardío – Carbonífero Temprano .....	60 -
13.1.4	Mineralogía de Floresta y Quetame: Cuarzo- Feldespatos- Arcillas.....	62 -
13.1.5	Mineralogía de Arcillas de Floresta y Quetame .....	63 -
13.1.6	Mineralogía de Arcillas del Basamento Metamórfico.....	64 -
13.1.7	Mineralogía de Arcillas del Devónico Medio .....	66 -
13.1.8	Fluorescencia de Rayos X .....	69 -
14	Discusión .....	72 -
15	Conclusiones .....	82 -
15	Recomendaciones .....	84 -
16	Referencias Bibliográficas .....	84 -

## **1. Resumen**

Este trabajo presenta nuevos datos mineralógicos y geoquímicos de los basamentos precámbricos y las coberteras sedimentarias paleozoicas de los macizos de Quetame y Floresta en la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos. Los análisis mineralógicos y geoquímicos por difracción y fluorescencia de Rayos X revelan que los aportes sedimentarios para las áreas de los macizos de Quetame (Cundinamarca y Meta) y Floresta (Boyacá) tuvieron el mismo origen durante el Paleozoico: el Escudo de Guyana. Las diferencias mineralógicas entre las coberteras sedimentarias se dan por diferencias en los ambientes de acumulación debido a sus posiciones diferenciales con respecto a la línea de costa. Nuestros hallazgos nos permiten inferir que durante el Devónico Medio el área del Macizo de Quetame se encontraba en una posición más cercana al continente (Fm Areniscas de Gutiérrez) que el área del Macizo de Floresta, la cual se encontraba en ambientes sedimentarios marinos más profundos (formaciones El Tíbet y Floresta). En el Carbonífero temprano se invierten las posiciones con respecto a la línea de costa, el área del Macizo de Floresta se encontraba más cerca al continente (Fm Cuche) mientras que el área del Macizo de Quetame se encontraba en una posición más profunda representada por la Fm Capas Rojas del Guatiquía.

## **2. Abstract**

This work presents new mineralogical and geochemical data of the Precambrian basements and the Paleozoic sedimentary coverts of the Quetame and Floresta massifs in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. The mineralogical and geochemical analyses by X-ray's diffraction and fluorescence reveal that the sedimentary contributions for the areas of the Quetame (Cundinamarca and Meta) and Floresta (Boyacá) massifs had the same origin during the Paleozoic: the Guyana Shield. The mineralogical differences between the

sedimentary covers are due to differences in the accumulation environments due to their differential positions with respect to the coastline. Our findings allow us to infer that during the Middle Devonian the area of the Quetame Massif was in a position closer to the continent (Areniscas de Gutiérrez Fm) than the area of the Floresta Massif, which was found in deeper marine sedimentary environments (El Tíbet and Floresta formations). In the early Carboniferous, the positions are reversed with respect to the coastline, the area of the Floresta Massif was closer to the mainland (Cuche Fm) while the area of the Quetame Massif was in a deeper position represented by the Capas Rojas del Guatiquía Fm.

### **3. Introducción**

Este trabajo presenta nueva información mineralógica de las coberteras sedimentarias paleozoicas de los macizos de Quetame y Floresta, con el objetivo de inferir las relaciones paleogeográficas entre estas dos regiones durante los periodos Devónico y Carbonífero. La información mineralógica es usada para inferir características distintivas de las fuentes de aporte de material sedimentario y reconstruir la paleogeografía. Para ello se tomaron muestras en afloramientos rocosos ubicados en el departamento de Boyacá entre Floresta, Corrales y Busbanzá para el Macizo de Floresta y en los afloramientos rocosos de la vía antigua Bogotá -Villavicencio para el Macizo de Quetame en los departamentos de Cundinamarca y Meta. Las muestras fueron procesadas en los laboratorios de la Universidad EAFIT y posteriormente analizadas en el laboratorio de INCLAY SAS por las técnicas de Difracción y Fluorescencia de Rayos X. Los resultados fueron puestos en tablas y gráficas ternarias y posteriormente analizados e interpretados, permitiendo realizar inferencias sobre la paleogeografía de estos macizos durante el Paleozoico.

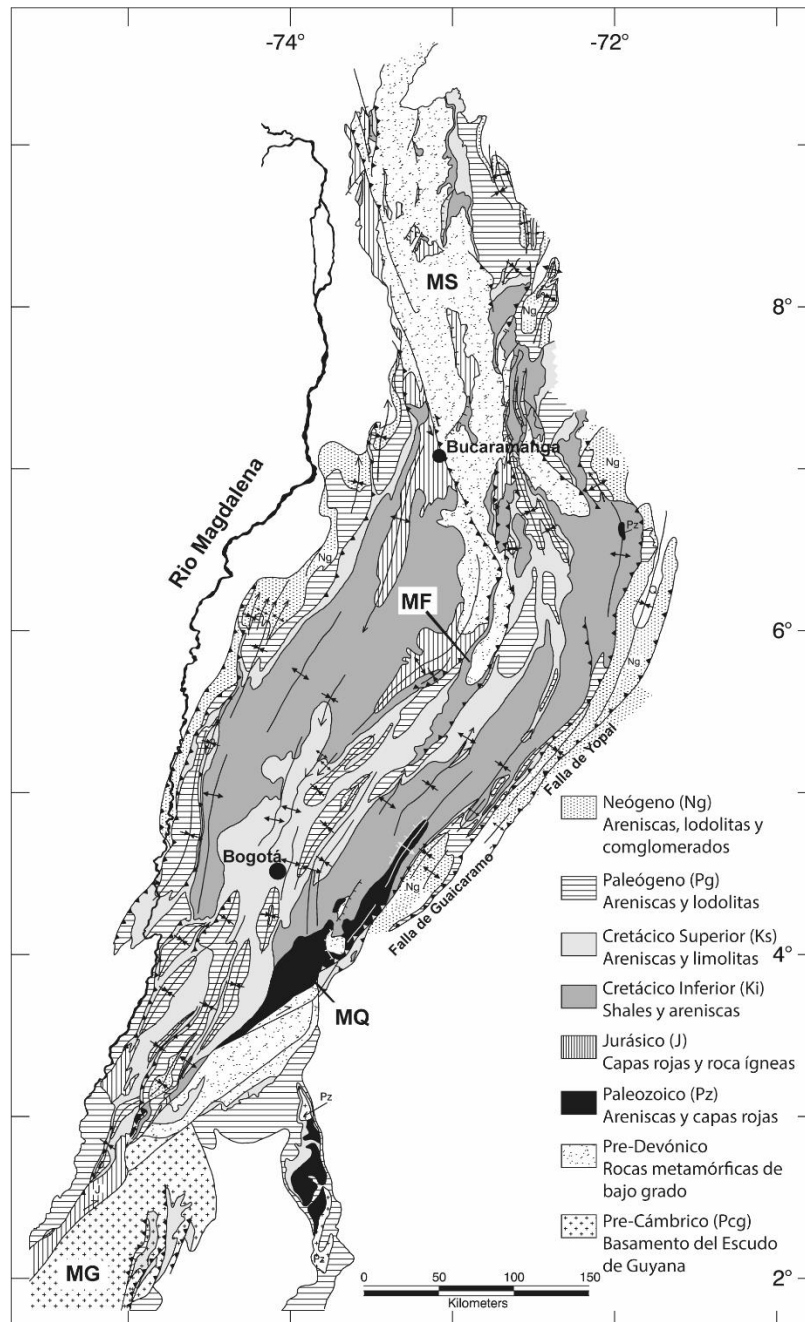


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Oriental de Colombia. MS: Macizo de Santander, MF: Floresta, MQ: Macizo de Quetame, MG: Macizo de Garzón. Tomado y modificado de Mora et al., (2006).

#### **4. Preguntas de Investigación**

¿Comparten las rocas sedimentarias del Paleozoico de los macizos de Floresta y Quetame fuentes de aporte sedimentario similares?

¿Pertenecen los macizos de Quetame y Floresta a un mismo margen continental? ¿Sus coberteras sedimentarias se forman en ambientes similares o en cuencas sedimentarias separadas?

#### **5. Hipótesis**

El basamento de la parte central de la Cordillera Oriental de Colombia se encuentra expuesto en las áreas de los macizos de Quetame y Floresta. La cobertera sedimentaria paleozoica de dichos basamentos presenta similitudes litológicas y paleontológicas entre las dos áreas (e.g., Renzoni, 1968; Mojica y Villarroel, 1984;), sin embargo, no hay suficiente información publicada que permita concluir si estas dos áreas compartieron las mismas fuentes de aporte de material sedimentario durante el Paleozoico, y si hacían parte regionalmente de una cuenca marginal tipo margen pasivo o de una cuenca asociada a un margen activo.

Con base en lo anterior, nuestra hipótesis se define de la siguiente manera: 1) el análisis de procedencia sedimentaria permite establecer la relación genética en términos de origen, composición y paleogeografía entre las coberteras sedimentarias paleozoicas de los macizos de Quetame y Floresta; 2) las áreas de los macizos de Quetame y Floresta durante el Devónico-Carbonífero formaban parte del borde NW de Gondwana asociadas a un margen pasivo continental cuyos sedimentos provenían principalmente del continente, i.e. cratón Amazónico.



## **6. Planteamiento del Problema**

La Cordillera Oriental de los Andes colombianos está compuesta por un basamento metamórfico precámbrico, suprayacido discordantemente por una extensa sucesión de unidades sedimentarias fanerozoicas de origen marino y continental, con algunos cuerpos ígneos locales (e.g., Ordoñez-Carmona, 2006; Horton, 2010; Van der Lelij et al., 2016).

En las reconstrucciones paleotectónicas y paleogeográficas, las secuencias sedimentarias son útiles para consolidar interpretaciones tectónicas junto a la deposición en ambientes de acumulación (Nikishin, 2009).

En Colombia, existen unidades en la Cordillera Oriental que comparten una sucesión de unidades sedimentarias similares, junto con algunas evidencias paleontológicas, como lo son el conjunto de rocas agrupadas en los Macizos de Floresta y Quetame (Renzoni, 1968; Mojica y Villarroel, 1984), sin embargo, no hay suficiente información publicada que concluya si estas dos áreas compartieron el mismo modelo tectonoestratigráfico durante el Paleozoico. Por lo tanto, el análisis y la comparación de la procedencia sedimentaria de las dos coberteras permite establecer si compartían fuentes de aporte y si existe alguna relación genética en términos de origen, composición y paleogeografía.

Este estudio pretende, mediante métodos de Difracción y Fluorescencia de Rayos X caracterizar y discriminar la mineralogía de las coberteras sedimentarias paleozoicas de los

basamentos metamórficos de los macizos de Floresta y Quetame, para entender las relaciones de las fuentes de aporte para dichas unidades sedimentarias.

## **7. Objetivo General**

Establecer las relaciones paleogeográficas de los Macizos de Floresta y Quetame a partir de la determinación de las fuentes de aporte sedimentario de sus coberteras sedimentarias Paleozoicas.

## **8. Objetivo Específicos**

- Caracterizar la mineralogía de las unidades de la cobertera sedimentaria del Paleozoico de los macizos de Floresta y Quetame mediante el análisis de la difracción de rayos X.
- Identificar la geoquímica de roca total de las unidades de la cobertera sedimentaria del Paleozoico de los macizos de Floresta y Quetame mediante el análisis de la fluorescencia de rayos X.
- Comparar los resultados mineralógicos y de geoquímica de roca total de las coberteras de los Macizos de Floresta y de Quetame e interpretar las posibles fuentes de aporte sedimentario durante el Devónico y el Carbonífero.

## **9. Marco Geológico Regional**

El núcleo cristalino del cuerpo rocoso de los Macizos de Floresta y de Quetame, (Figura 1) ubicadas en la Cordillera Oriental colombiana, está compuesto por rocas metamórficas de medio a alto grado hacia el Macizo de Floresta (esquistos de Otengá y Neis de Buntia) (Moreno-Sánchez et al., 2020), mientras que, hacia el Macizo de Quetame, presenta metamorfismo de bajo a medio grado, con facies de esquistos verde, (esquistos micáceos, filitas, cuarcitas y pizarras) de edades referentes al pre-Devónico (Mojica & Villarroel, 1984). Hacia el basamento del área de Floresta presenta intrusiones graníticas paleozoicas, mientras que hacia el área de Quetame no se han reportado intrusiones graníticas (Cortes & De La Espriella, 1983; Forero S., 1970; Pulido et al., 1998; Ulloa et al., 2003).

El basamento cristalino del oriente colombiano está constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias precámbricas pertenecientes al Escudo de Guayana (e.g. (Toussaint, 1996; Ibañez-Mejia & Cordani 2020). El Escudo de Guyana, con diferentes grados metamórficos, para el Complejo de Mitú tiene edades K-Ar que comprenden entre los 1400-1200 Ma, asociado al evento Nickerence (Restrepo & Toussaint 2020; Chew et al., 2008). Moreno-Sánchez et al., (2020) reportan que la Cordillera Oriental está constituida por un bloque tectónico (Terreno Quetame-Mérida) identificando varios grados metamórficos.

El Cratón Amazónico, imbuido en el Escudo Guyanés, constituyó un supercontinente durante el Arqueano, como producto de las varias colisiones de pequeños bloques que se fueron aglomerando hasta formar una gran masa continental. En Colombia, este Escudo corresponde esencialmente a los Llanos Orientales (Toussaint, 1996).

Cordani et al., (2016), argumenta un evento térmico regional intraplaca afectando a todo el conjunto rocoso continental, interpretándose durante la orogenia panafricana que afectó a Gondwana, asociado a un productor de corteza continental en el área del Cratón Amazónico.

Ibañez-Mejía & Cordani (2020) reportan edades Precámbrica entre los rangos de 1.99 a 1.38 Ga de actividades magmáticas para el basamento hacia el occidente del Escudo de Guyana, divididos en el Paleoproterozoico medio a tardío (1.99 y 1.81-1.72 Ga) y en el Mesoproterozoico temprano (1.59-1.50 Ga). Los datos composicionales isotópicos de Nd en roca total, que indicarían una ausencia de material directamente derivado de un manto empobrecido en el basamento del Paleo-Mesoproterozoico, argumentado en dos hipótesis: 1) se atribuye a que el manto sublitosférico no era tan radiogénico como en los modelos globales propuestos de evolución mantélica. 2) es atribuido al retrabajamiento de la corteza continental más antigua, lo que indica un factor importante en la geoquímica y en la evolución geológica del occidente del Escudo de Guyana.

Los datos geocronológicos confirman que la mayor parte del basamento expuesto hacia la margen del oriente colombiano se considera que tiene rasgos de afinidad con la Provincia de Río Negro -Juruaena (Ibañez-Mejía & Cordani 2020).

Durante el Paleozoico temprano, el basamento metamórfico del Escudo Guayanés fue cubierto por rocas sedimentarias de origen marino, mientras que no se encuentra registro de rocas del Paleozoico Superior (Pérmico) (Toussaint, 1996).

En América del sur, se ha evidenciado que el basamento de la margen occidental del continente (Gondwana) se extiende hasta colindar con el área de Oaxaca (Oaxaquia) en México (Yáñez et al., 1991; Ramos, 2010). La orogenia de esta región ocurrió durante el Proterozoico, proceso ocasionado por los choques de los continentes de Laurentia y Amazonia quienes formaron el super continente de Rodinia, i.e., orogenia Grenviliana (McLelland et al., 2010). En Colombia, los estudios de Kroonenberg, 1982; Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005; Ordoñez et al., 2006; Moreno-Sánchez et al., 2020)

plantearon una correlación de facies metamórficas y litológicas entre la provincia Grenvilliana, constituida por el Macizo de Garzón (cercano al Macizo de Quetame), el Macizo de Santander (cercano al Macizo de Floresta), Sierra Nevada de Santa Marta y La Península de la Guajira, basadas en similitudes geocronológicas por dataciones Rb-Sr y K-Ar.

Dueñas-Jiménez et al., (2020) registran en los principales depocentros de la Cuenca de Llanos Orientales hasta 6000 m de rocas sedimentarias de edad paleozoica; incluyendo estratos cámbricos, ordovícicos, silúricos y finalmente estratos del Devónico y carboníferos, que presentan algunos remanentes erosionales. La gran mayoría de los organismos registrados desde el Cámbrico hasta el Carbonífero ocurrieron exclusivamente en ambientes marinos, sin embargo, existe registro de algunos organismos que ocuparon el medio terrestre. Durante el Pérmico no se han reportado registros de estratos, probablemente asociado a una época de no acumulación o erosión intensa (Toussaint, 1996; Cortés & De La Espriella, 1983; Dueñas-Jiménez et al., 2020; Ibañez-Mejía & Cordani 2020). Moreno-Sánchez et al., (2020) relaciona las Formaciones Areniscas de Gutiérrez y Pipiral de edades del Devónico Medio en el área del Macizo de Quetame se correlacionan en edad con las formaciones El Tíbet y Floresta en el Macizo de Floresta.

## **10. Marco Geológico Local**

En este capítulo se describen los principales aspectos geológicos y estratigráficos con características mineralógicas de los Macizos de Floresta y Quetame. Este trabajo está enfocado y describe sólo el basamento y las coberteras sedimentarias Paleozoicas.

## **10.1 Macizo de Floresta**

El Macizo de Floresta se encuentra localizado en la parte media de la Cordillera Oriental de Colombia, en el departamento de Boyacá, presentando una orientación preferencial NNE. Este Macizo actualmente se encuentra como un bloque levantado, limitado al oriente por la Falla de Soapaga y al occidente por la Falla de Boyacá (Figura 1), ambas fallas tienen componente inverso. Este Macizo está compuesto por un basamento metamórfico de medio a alto grado con una cobertera sedimentaria Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica (Cediel 1969).

### **10.1.1 Basamento Metamórfico**

El basamento metamórfico de la región de Floresta ha sido descrito por diversos autores. En general, está compuesto por neises cordieríticos, filitas y esquistos micáceos (e.g Botero, 1950 en Ulloa et al., (2003); Mojica & Villarroel, (1984)). Stelo (1997) en Ulloa et al., (2003), brinda la nomenclatura diferenciando tres unidades de metamorfismo regional, 1. Filitas y Esquistos de Busbanzá, Ortogneis de Buntia 2. Filitas de Chuscales, 3. Cataclasitas de Soapaga.

Ulloa et al., (2003) la definen en tres miembros cartografiables dentro de las unidades de Filitas y Esquistos de Busbanzá que denominó el inferior Esquistos de Otengá y el superior Filitas de Ometá y Neis de Buntia.

### **10.1.2 Neis de Buntia**

En el documento de la memoria explicativa de la plancha 172 Paz del Río descrita por (Ulloa et al., 2003), clasifican a esta unidad rocosa de composición granodiorítica, compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa como minerales principales, y en menor proporción:

biotita, hornblenda y microclina, presentando minerales accesorios de apatito, circón, y allanita. Presenta leucosoma, con composición de ortoclasa, inclusiones de plagioclasa sericitizada y cuarzo; y en el paleosoma compuesto por hornblenda, actinolita, biotita cloritizada.

Al principio del Neoproterozoico, estas rocas fueron sometidas a metamorfismo regional de medio grado, formando las anfibolitas del Nneis de Buntia y las Filitas y Esquistos de Busnbanzá. Posteriormente se entiende que, durante el Ordovícico, estas rocas metamórficas fueron afectadas por procesos tectotermales, generando texturas gnéicas; leucosomas y paleosomas, originados a finales de la Orogenia Caparonesis relacionados con la intrusión del Stock de Otengá (Ulloa et al., (2003).

### **10.1.3 Formación Filitas y Esquistos de Busbanzá**

Esta unidad aflora en cercanías del municipio de Floresta, y Busbanzá en Boyacá. Jiménez (2000) en (Ulloa et al., 2003), las describen como las rocas metamórficas que conforman el núcleo del Macizo de Floresta y que propone dos subdivisiones para esta unidad, con base en las características litológicas; Esquistos de Otengá y Filitas de Ometá.

Ulloa et al., (2003) reportan para los Esquistos de Otengá que está conformada por paquetes muy gruesos esquistosos presentando porfiroblastos de cordierita y de cuarzo y cuarcitas feldespáticas. El contenido y el tamaño de la cordierita se hace cada vez mayor a medida que se acerca al Stock de Otengá.

La mineralogía de las Filitas reportada está constituida por cuarzo, moscovita y biotita, con algunos minerales accesorios de circón y magnetita. La cuarcita feldespática de grano medio a grueso tiene textura granolepidoblástica, presentando cuarzo, feldespato potásico, biotita

cloritizada, con minerales accesorios como circón turmalina, esfena y magnetita, que, según la textura esquistosa y la paragénesis, las rocas fueron sometidas a metamorfismo regional de facies esquisto verde (Ulloa et al., 2003).

Ulloa et al., (2003), indican que la unidad litodémica Filitas y Esquistos de Busbanzá se debió probablemente a productos de la acumulación de cuarzoarenitas feldespáticas de grano fino a medio, junto con conglomerados y limolitas, durante el Mesoproterozoico, en donde se entiende que es de protolito sedimentario afectado por el metamorfismo regional de medio grado; durante el Neoproterozoico o al inicio del Cámbrico (orogenia Panafricana?), con facies atribuidas al esquisto verde. Los cristales pretectónicos de cordieritas y algunas veces de andalucita, es atribuido al metamorfismo de contacto del Stock de Otengá y de Chuscales, que posiblemente fueron a finales del Ordovícico.

#### **10.1.4 Cobertera Sedimentaria**

Estudiaremos las unidades litoestratigráficas del área de Floresta, reportadas a finales del Paleozoico: formaciones El Tibet, Floresta y Cucho.

#### **10.1.5 Formación Tibet**

El nombre de Tibet es atribuido a Cedié (1969) denominado como el Miembro Tibet, quien la describió como la parte basal arenosa de la Formación Floresta, constituida por una sucesión de areniscas conglomeráticas, cuyo espesor oscila entre los 700 m de espesor.



Posteriormente, Vargas et al., (1981) en Ulloa et al., (2003) la definieron como un conjunto de areniscas y conglomerados, presentando intercalaciones de lodolitas de tonalidades amarillentas y rojizas. Esta Formación reposa inconformemente sobre el basamento metamórfico de las Filitas y Esquistos de Busbanzá. Hacia el tope, la Formación se encuentra el contacto transicional con el Miembro Arcilloso de la Formación Floresta.

Mojica & Villarroel (1984) cambiaron el término de Miembro a Formación ya que es una unidad cartografiable a escala 1:25.000 y que abarca una gran extensión.

Ulloa et al., (2003) definen esta Formación como constituida por una sucesión de arenitas y conglomerados, hacia la base conformada por conglomerados de capas muy gruesas a gruesas, guijos de cuarzos y arenitas cuarzosas, feldespáticas, de tonalidades blancos a blancos amarillento, con intercalaciones esporádicas de limolitas rojas. Hacia el tope de la Formación se compone de niveles de limolitas rojizas que a su vez contiene intercalaciones de arenitas blancas, con algunas láminas de conglomerados de guijos de cuarzos.

El análisis petrográfico indica que los minerales predominantes son el cuarzo, líticos como arenitas, chert, cuarcitas, esquistos y fragmentos de rocas ígenas y minerales arcillosos. En menor proporción: moscovita, circón, plagioclasa, feldespato potásico y óxidos de hierro.

#### **10.1.6 Formación Floresta**

Término introducido por Olsson & Caster (1937) y por Hubach (1957) en Ulloa et al., (2003), quienes la denominaron Serie de Floresta, como una secuencia que comprende unidades metamórficas y secuencias sedimentarias. Posteriormente Botero (1950) cataloga tres conjuntos sedimentarios: 1. El inferior representando como areno-conglomerático 2. El

intermedio es arcillolítico de tonalidades amarillentas a moradas 3. El superior representado por cuarzoarenitas.

Cediel (1969) denominó Miembro Floresta a una sucesión de al menos 500 m de espesor, la cual reposa concordantemente sobre el Miembro Tíbet y discordante sobre las rocas metamórficas del basamento.

Mojica & Villarroel (1984) describen una sucesión sedimentaria compuesta por un 90% de arcillolitas y limolita micáceas laminadas de tonalidades ocre a beige, el 10% restante, constituido por intercalaciones de areniscas finogranulares de tonalidades amarillo-grisáceas. A lo largo de toda la sucesión, se encuentran diversos fósiles, de diferentes poblaciones faunísticas: Braquiópodos, briozoos, gastrópodos, trilobites, corales y pelecípodos, atribuido a una edad del Devónico Medio, en un ambiente sedimentario deducido por las bio y litofacies, correspondientes a una plataforma marina somera tranquila.

#### **10.1.7 Formación Cuche**

Formación definida por Botero (1950) en Ulloa et al., (2003), quien la describe como el conjunto de sedimentitas predominantemente rojas, amarillentas y moradas que se encuentran concordantemente sobre la Formación Floresta y cubiertas de manera discordante por la Formación Girón.

Mojica & Villarroel (1984) designan una edad del Devónico Medio al Carbonífero Inferior, basado por su posición estratigráfica y por los niveles fosilíferos que presenta. El autor divide esta Formación en dos conjuntos principales: 1. Conjunto Inferior con espesores aproximados de 150 m, compuesto de areniscas ferruginosas de grano medio a fino granulares, presentan

tonalidades rojizas a pardas, estas areniscas compuestas principalmente por cuarzo, micas y feldespatos alterados a arcillas, cementadas por óxidos de hierro, presentando estructuras sedimentarias estratificación cruzada y con forma lenticular. 2. Conjunto Superior de espesores aproximado de 250 m, está compuesto principalmente por areniscas parecidas al Conjunto Inferior, pero con diferencias de intercalación de capas de lutitas limoarcillosas, conteniendo niveles fosilíferos.

Ulloa et al., (2003), describen al conjunto basal compuesto por limolitas micáceas, presentando diferentes tonalidades dependiendo del grado de alteración, cuando es intensa presenta colores rojo a rojo amarillento y cuando no lo es, el color es grisáceo a amarillentos. El conjunto medio compuesto por tres paquetes rocosos cuyo espesor aproximado corresponde a 175.25 m, hacia la parte basal de este conjunto, expone una sucesión de capas de cuarzoarenitas de grano fino, presentando cemento silíceo, dispuestas en capas de espesor de medio a grueso, con espesores de 15.60 m con estructuras sedimentarias con estratificación plano paralela y ondulosa no paralela. Seguido de limolitas rojas dispuestas en capas muy delgadas con espesores aproximados de 31 m. Sobre el paquete anterior siguen 114.40 m compuestas por arenitas finas de cuarzo, micáceas de tonalidades grisáceas a amarillentas en capas con delgadas, presentando intercalaciones de limolitas y arcillolitas rojizas, micáceas en capas muy delgadas. El conjunto superior consta de 270.96 m de espesor. Hacia la zona media y el tope, compuesta por cuarzoarenitas de grano fino, dispuestas en capas medias y cemento síliceo y ferruginoso.

#### **10.1.8 Macizo de Quetame**

El Macizo de Quetame se encuentra localizado sobre la Cordillera Oriental de Colombia, en el departamento de Meta, presenta es un cuerpo alargado en sentido suroeste a noreste. Este Macizo representa el basamento débilmente metamorfoseado (esquistos cloríticos, filitas y pizarras) de origen marino o subcontinental, asociado posiblemente por la Orogenia Caledoniana. Por encima del basamento, se encuentra una cobertera sedimentaria Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica (Renzoni, 1968).

#### **10.1.9 Basamento Metamórfico / Grupo Quetame**

Este grupo de rocas metamórficas pertenecientes al Macizo de Quetame, fue inicialmente descrito por Hettner en 1892, quien las denotó como rocas consolidadas a baja temperatura y presión. Posteriormente éstas fueron redefinidas por Campbell y Bürgli (1965) aludiendo a rocas metamórficas de facies de bajo grado, constituidas por filitas, cuarcitas y pizarras, que afloran en la carretera antigua de Bogotá – Villavicencio. Debido a la complejidad tectónica que presenta esta región, los autores no establecieron la posición estratigráfica para este grupo rocoso.

Por otro lado, Renzoni (1968) realiza un mapa a escala 1: 200.000 llamado Cuadrángulo L-11, denominando los Esquistos de Quetame, en las localidades de Guayabetal, Río Naranjal, San Juanito, Puente La Balsa, describiendo un paquete de esquistos sericíticos de tonalidades verdosas, filitas de grano fino de tonalidades grisáceas con violeta y cuarcitas intercaladas con cuarcitas cloríticas.

Cortés y de La Espriella (1983) establecen edades del Cámbrico- Silúrico inferidas estratigráficamente, redefiniendo en dos conjuntos; el primero, Formación Puente La Balsa, constituido desde la base por metareniscas cuarcíticas de color gris oscuro y al tope de la

Formación por metagrawackas, pizarras y/o metalimolitas con intercalaciones de metareniscas cuarzosas y el segundo conjunto Guayabetal, constituidos por filitas sericíticas.

Ulloa et al., (1986) consideran una edad de Pre-Devónica, registrando cuatro conjuntos metamórficos en la vía antigua Bogotá- Villavicencio. El primero constituido por filitas verdes, el segundo metalimolitas grisáceas, el tercero cuarcitas de grano grueso, con intercalaciones de metaconglomerados, albergando fragmentos de cuarcitas, filitas y esquistos. El cuarto, cuarcitas que alternan con conjuntos de esquistos y filitas violáceas y verdes.

En la memoria explicativa, de la plancha geológica 266 Villavicencio Pulido et al., (2001) realizan un trabajo en el Grupo Quetame, cuya edad estimada es del pre-Devónico, sin embargo no documentan el método para dicha edad. Las rocas metamórficas de bajo grado, generadas a partir de una secuencia pelítica, dentro de las cuales se realiza las siguientes subdivisiones: Cuarcitas y Filitas de San Cristóbal, Filitas del Río Guamal, Filitas y Cuarcitas de Guayabetal, Metaconglomerados y Filitas de Susumuco. Es de aclarar que el grupo no estableció las posiciones estratigráficas, debido a que esta zona se encuentra muy afectada tectónicamente.

#### **10.1.10 Grupo Quetame**

##### **10.1.11 Filitas y Cuarcitas de Guayabetal**

Según los autores Pulido et al., (2001) las definen como un conjunto rocoso de mayor extensión dentro de la plancha 266- Villavicencio, compuesto por filitas sericíticas de tonalidades verdosas y moradas, presentando intercalaciones con niveles de cuarcitas, metarenitas y pizarras de metamorfismo de esquisto verde, descritas en los afloramientos de los sectores de Guayabetal y la vereda Naranjal. Mineralógicamente es constituida por

moscovita, biotita, grafito y cuarzo, minerales accesorios como la turmalina, circón, apatito, magnetita y óxidos de hierro, estos dos últimos son minerales de alteración

Esta unidad ha sido afectada por diversos sistemas de fallas: al norte de la plancha es caracterizado por fallas de cabalgamiento; como la falla de Río Blanco, que pone a la unidad en contacto fallado con las rocas del Cretácico. De oeste a este, se presentan sistemas de fallas como San Salvador, Río Chiquito, El Trueno, Manzanares, El Engaño, Río Grande, ocasionando pliegues, anticlinales y sinclinales, a su vez otros sistemas de fallas perpendiculares como: El Deseo, El Tabor, Colorada y Palermo (Pulido et al., 2001).

#### **10.1.12 Cobertera Sedimentaria**

Estudiaremos las unidades litoestratigráficas del Paleozoico del área del Macizo de Quetame: formaciones Areniscas de Gutiérrez y Capas Rojas de Guatiquía que hacen parte del Grupo Farallones.

#### **10.1.13 Grupo Farallones**

Hacia la localidad del Cañón de Río Batá, Ulloa y Rodríguez (1979) reconocen cuatro conjuntos: A. areniscas cuarzosas de grano fino a conglomerático, B. arcillolitas y limolitas grises, C. Cuarcitas grisáceas, D. Cuarcitas y conglomerados con intercalaciones de calizas. Con edades estratigráficas del Devónico – Carbonífero.

Cortés y De La Espriella (1983) asigna edades estratigráficas de base a tope, descritas de la siguiente forma: En el Devónico Medio, hacia a la base, se encuentra la Formación Areniscas

de Gutiérrez: caracterizadas por conglomerados cuarcíticos y hacia el tope se encuentra una arenisca cuarcítica con intercalaciones de lutita silíceas. En el Devónico Superior, se encuentran las lutitas de Portachuelo, caracterizadas por ser lutitas laminares a masivas, con intercalaciones de areniscas de grano fino y en el Carbonífero asigna la unidad de Capas Rojas de Guatiquía; compuestas por areniscas con intercalaciones de arcillolitas verdes y rojas presentando conglomerados oligomícticos y caliza.

#### **10.1.14 Formación Areniscas de Gutiérrez**

Esta unidad fue inicialmente nombrada por Renzoni (1968) en la localidad de Gutiérrez-Guayabetal, en las quebradas Palmarito, Cobre y Naranjal, con edades estratigráficas del Devónico. La Formación Areniscas de Gutiérrez está definida de base a tope como una secuencia compuesta por conglomerados finos de cuarzo, bien seleccionados, con fragmentos de cuarzitos, filitas y esquistos verdes, alcanzando un espesor de 60 m, hacia el techo areniscas cuarzosas de grano grueso con intercalaciones de conglomerados cuarzoso, que, a su vez, alberga intercalaciones de lutitas rojas. La Formación se encuentra en contacto discordante con el Grupo Quetame e infrayace transicionalmente a las Lutitas de Pipiral.

La mineralogía descrita por Patiño et al., (2011) corresponde a una cuarzoarenita texturalmente submadura a madura, en la cual, comprende como mineral principal el cuarzo redondeado y filosilicatos como la caolinita rellenando los espacios entre los granos, los minerales accesorios circón, pirita y turmalina. Tectónicamente esta unidad sedimentaria se encuentra fuertemente afectada por plegamientos, formando anticlinales y sinclinales. La edad propuesta para esta Formación descrita por Forero, (1990) en Patiño et al., (2011), quien determinó la fauna *Zaphrentis chemugensis* y *Zaphrentis* sp. como del Pragiense (Devónico Inferior - Medio).

### **10.1.15 Formación Capas Rojas del Guatiquía**

Esta sucesión sedimentaria, inicialmente descrita por Renzoni (1968) en la cual, desde su base comprende areniscas grisáceas, localmente, aparece ligeramente calcárea, cuenta con 150 m de espesor, le suprayace 150 m areniscas verdosas intercalada por areniscas y lutitas con tonalidades rojizas. Se encuentra en aparente concordancia con conglomerado rojizo presentando intercalaciones de areniscas rojizas, grisáceas y verdosas. Las rocas afloran sobre el río Guatiquía. Hacia el norte de la plancha, entre la quebrada Pipiral y la finca La Reforma, se encuentran limolitas de color grisáceo a rojizo con intercalaciones de arenitas de grano fino, cuyas tonalidades son grisáceas a verdosas. Hacia el Sureste de la plancha 266 Villavicencio, la roca aflora con copas rojas con niveles arenosos de grano grueso a conglomerático fino de cuarzo. La unidad se encuentra suprayacida por las Brechas de Buenavista y se encuentra afecta por las fallas de Servitá y La Reforma, desarrollando anticlinales y sinclinales. Por las características litológicas, se entiende que, esta Formación se acumuló en un ambiente continental con influencia marina. Según Arias et al., (1990) en Pulido et al., 2001 reporta fauna *Derbyia crassa* var. *Subcircularis*, *Linoproductus* cf. *L. prattenianus*, *Syringothiris carteri*, *Anthracospirifer occidus* y *Phicodothyrs* sp, correspondería Misisipiano superior – Pensilvaniano medio (Pulido et al., 2001).

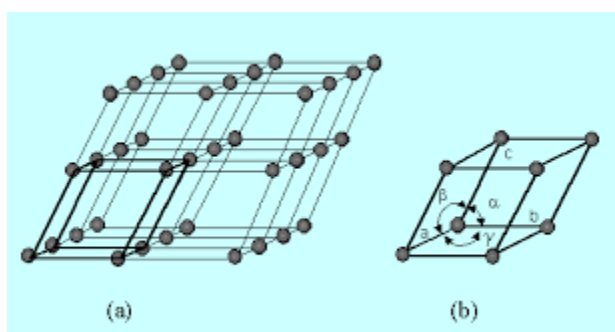
## **11 Marco Conceptual**

Este capítulo contiene la información teórica necesaria para el entendimiento de los conceptos de los temas abordados en la metodología.

### **11.1 Mineralogía**



Los minerales son aquellas sustancias naturales, inorgánicas, sólidas, químicamente están definidas y que albergan una estructura cristalina; esta última entendiéndose como un sólido homogéneo que tiene un orden y empaquetamiento de átomos, iones o moléculas, en los cuales tienen patrones repetitivos en una red cristalina ordenada definida por tres dimensiones espaciales, denominados sistemas cristalinos, que consta de una estructura elemental paralelepípeda conformado por una celda unitaria, en función de las longitudes axiales, ejes y en ángulos interaxiales que se forman (Figuras 2 y 3) (Dana, 1959).



*Figura 2. Estructura cristalina, a) patrones repetitivos en tres dimensiones de las celdas unitarias, b) celda unitaria, conformada a partir de longitudes axiales y ángulos interaxiales Tomado de (eXe, 2021)*

En la naturaleza se encuentran siete sistemas cristalinos:

<b>Sistema Cristalino</b>	<b>Longitudes axiales / ejes</b>	<b>Ángulos interaxiales</b>
Cúbico	$a=b=c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Hexagonal	$a=b \neq c$	$\alpha = \beta = 90^\circ \gamma = 120^\circ$
Tetragonal	$a=b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Monoclínico	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \gamma = 90^\circ \beta \neq 90^\circ$
Triclínico	$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq \beta \neq \gamma \rightarrow \alpha, \beta, \gamma \neq 90^\circ$
Rómbico/Ortorrómbico	$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
Romboédrico/Trigonal	$a=b=c$	$\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$

*Figura 3. Siete sistemas cristalinos conformados por sus longitudes axiales y ángulos interaxiales.*  
Tomado de (Dana, 1959),

La formación y crecimiento de los cristales está íntimamente relacionada con los diferentes ambientes geológicos presentes para el desarrollo y consolidación de determinado cristal, dependiendo de las condiciones de presión, temperatura y tiempo, junto con la disponibilidad de elementos presentes en el sistema (Dana, 1959).

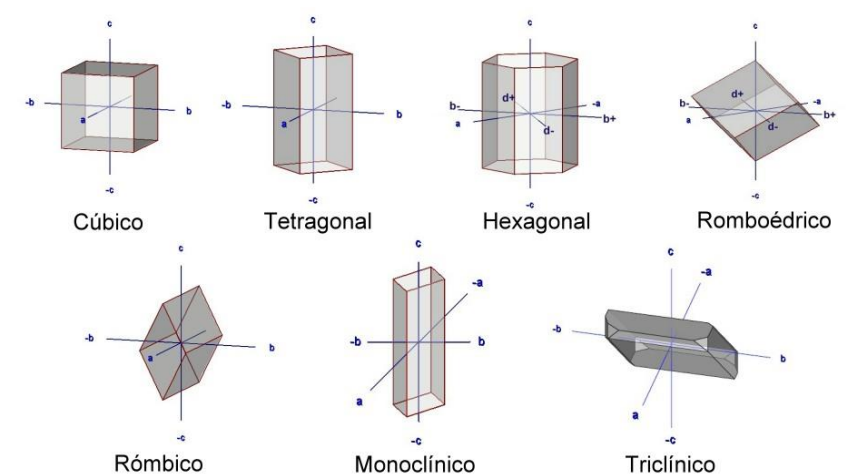


Figura 4. Ejes cristalográficos en los siete sistemas cristalinos. Tomado de (eXe, 2021)

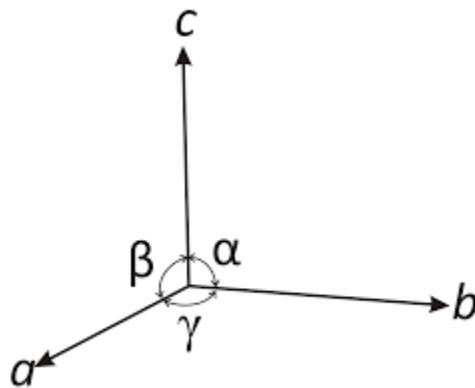
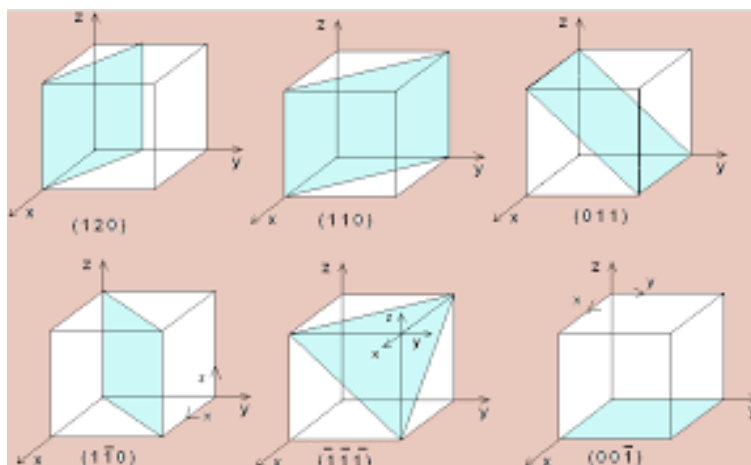


Figura 5. Eje cristalográfico puntual con los ejes y ángulos en una posición tridimensional Tomado de (eXe, 2021).

Los índices cristalográficos descritos y desarrollados por Miller, han sido empleados para expresar las intersecciones de las caras del cristal con los ejes geométricos analíticos; este sistema convencional, permite identificar los sistemas de planos cristalográficos en un cristal, denotados con las letras (h,k,l), aludiendo a los ejes a b, y c, o x, y, z (Figuras 4, 5,6) (Dana, 1959).



*Figura 6. Ejemplo de anotación de los Índices de Miller de los planos cristalinos en una celda de unidad de cualquier sistema cristalográfico.*

Se conocen más de 5.000 especies de minerales aprobadas por la Asociación Internacional de Mineralogía (IMA).

Los elementos más abundantes existentes en la corteza terrestre son el silicio y el oxígeno, cuyo contenido es aproximadamente del 75%; estos elementos conforman minerales silicatados, que contienen una unidad básica en forma de tetraedro de sílice  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ; en una relación 1:4, es decir, un catión de silicio por cuatro aniones de oxígeno. Estos pueden ser subdivididos en subclases: nesosilicatos, sorosilicatos, ciclosilicatos, inosilicatos, filosilicatos y tectosilicatos (Dana, 1959).

Por otra parte, existen otros grupos minerales en menor proporción como lo son los elementos nativos, óxidos, haluros, carbonatos, sulfuros, fosfatos y sulfatos. Todos aquellos anteriormente mencionados tienen una estructura y composición química definida (Dana, 1959).

Los minerales de la subclase tectosilicatos, están caracterizados por una organización de una red tridimensional cuya fórmula de  $\text{SiO}_2$ , siendo frecuente que el ion aluminio  $\text{Al}^{3+}$  sustituya

al ion  $\text{Si}^{4+}$  con otros cationes para compensar las cargas. Los minerales más comunes que se puede encontrar en la corteza terrestre son el cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), las plagioclasas  $((\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8)$ , los feldespatos alcalinos  $(\text{K,Na})(\text{AlSi}_3)\text{O}_8$ , el grupo de las zeolitas y los feldespatoideos (Dana, 1959).

## **11.2 Minerales Arcillosos**

Los filosilicatos como su nombre indica, derivado del griego *phyllon*= hoja, con estructura laminar, son silicatos representados por tetraedros  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  en donde el silicio se enlaza con cuatro átomos de oxígeno. La unión de los tetraedros establece la formación de una capa, que presentan cuatro cargas negativas, en relación  $\text{Si}:\text{O} = 2:5$ . Los filosilicatos presentan una capa tipo octaédrica, la cual, está formada por grupos  $(\text{OH}^-)$  que equilibra las cargas con aluminio (Al) o el magnesio (Mg) (Moore & Reynolds, 1997).

Los diferentes grupos de filosilicatos son: grupo de la micas, serpentinas y arcillas, están dispuestos por uniones tetraédricas y octaédricas conformando láminas con diferentes distancias entre ellas. Por otra parte, su clasificación dependerá no solo de la constitución de sus láminas, sino de sus compuestos de  $(\text{Al}^{3+})$  o por  $(\text{Mg}^{2+})$ , que incidirá sobre el tamaño del espaciado basal (Thorez, 1995; Dana, 1959).

## **11.3 Filosilicatos en relación 1:1 (TO)**

Los minerales con esta relación, de una capa tetraédrica con una capa octaédrica compensan las cargas negativas de la capa tetraédrica. Esta unión genera a un espaciado basal de  $7\text{\AA}$ . Los grupos de minerales más comunes son el de la serpentina y de la caolinita (Moore & Reynolds, 1997).

#### **11.4 Filosilicatos en relación 2:1 TOT**

Es un grupo numeroso de filosilicatos que tiene una estructura formada por una capa octaédrica entre dos capas tetraédricas. En donde los planos basales están alrededor de los 10 y 14 Å de distancia. Sugiriendo que hay dos grupos 2:1 TOT (Moore & Reynolds, 1997).

Los minerales presentes con el espaciado basal de 10Å se encuentra los minerales como, el talco y la pirofilita (Tilley, 2006).

#### **11.5 Filosilicatos en relación 2:1 (TOT) Grupo de las micas**

El grupo de las micas, son minerales que pueden albergar en su composición química silicatos de hierro, calcio, magnesio y aluminio. De sistema cristalino monoclinico. Las rocas que albergan este tipo de mineral son las rocas ígneas, metamórficas. Dentro de las variedades más abundantes y comunes son la moscovita  $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ , biotita  $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$  y la clorita  $(\text{Mg, Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$  (Meunier & Velde, 2004).

La estructura de este grupo de micas es uno de cada cuatro silicios contenidos en la capa tetraédrica es sustituido por un aluminio, generando una carga negativa que se compensa por la presencia de un catión en el espacio interlaminar. Por lo general el catión presente es el potasio  $\text{K}^+$  se forma la moscovita y/o flogopita (Meunier & Velde, 2004).

#### **11.6 Filosilicatos 2:1 (TOT) Grupo de las illitas**

Este grupo caracterizado por tener una estructura y fórmula muy parecida a la mica potásica, e.i moscovita, biotia o flogopita, en la sustitución del silicio por aluminio genera un déficit

de carga que se estabiliza por la presencia del potasio en la interlaminar, que provoca una distancia basal de 10Å (Meunier & Velde, 2004).

### **11.7 Filosilicatos 2:1 (TOT) Grupo de las Esmectitas**

El grupo de las esmectitas de estructura de 2:1, las cargas son equilibradas por la presencia de cationes interlaminar, generando una unión entre las capas y los cationes débil, provocando la entrada de moléculas de agua que generan una expansión en su estructura basal. Este es uno de los comportamientos característicos de este grupo mineral. Estos espaciamientos basales dependen si está hidratado o no, si están hidratadas presentan distancia de 15 Å (Moore & Reynolds, 1997).

### **11.8 Filosilicatos 2:1 grupo de las vermiculitas.**

Este grupo caracterizado por la sustitución entre cationes interlaminar generando una carga muy débil, que, al hidratarse como una molécula de agua, implica que el catión esté ligeramente unido a la superficie de la lámina (Weaver & Pollard, 1973)

### **11.9 Filosilicatos 2:1:1 Grupo de las Cloritas.**

Este grupo compuesto por láminas de capas tetraédricas y octaédricas, presentan un espaciado basal de 14Å (Weaver & Pollard, 1973).

El término de arcilla puede utilizarse con diferentes significados, propiciando confusiones en su concepto.

Desde el punto de vista mineralógico, su significado se refiere a un grupo de minerales filosilicatos, de propiedades fisicoquímicas que dependen de la estructura particular y del tamaño de grano, con dimensiones inferiores a las dos micras (2  $\mu\text{m}$ ) (Dana, 1959).

El punto de vista petrográfico, la arcilla es una roca sedimentaria, cuyo origen es detrítico, con rasgos particulares bien definidos, como tamaño y forma. Desde el punto de vista sedimentológico, la arcilla es un término relacionado con el tamaño y estructura de los granos (granulométricos), siendo por lo general inferiores a las dos micras (Dana, 1959); (Moore & Reynolds, 1997).

Por lo anterior, el término arcilla no solo tiene connotaciones de estructura y composición, sino también por el tamaño de la partícula. Las arcillas abarcan las fracciones por debajo de las 2  $\mu\text{m}$ , por tal motivo los minerales filosilicatos pueden considerarse arcillas si se encuentran entre dicho rango de tamaño (Meunier & Velde, 2004).

Los minerales arcillosos son el resultado de la meteorización de los minerales de silicato de la corteza terrestre, ya que son inestables a las condiciones oxidantes presentes en su superficie (Meunier & Velde, 2004).

Dentro de este grupo de minerales arcillosos se consideran los filosilicatos con estructura TOT 1:1 como lo son las caolinitas y 2:1 como las illitas, esmectitas, vermiculitas y cloritas (Meunier & Velde, 2004).

Esta breve síntesis sobre la cristalografía se realiza para poder entender los procesos conceptuales de la metodología empleada, dado a que se van a comparar los minerales de las rocas sedimentarias del Paleozoico de dos áreas que se encuentran actualmente separadas.



La utilización de técnicas como la difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X sirven para detectar las diferencias cristalográficas y composicionales presentes en las muestras.

### **11.10 Cristalografía de Rayos X**

Esta técnica consiste en la aplicación de los rayos X, enfocado al estudio de los cristales de las muestras, a fin de determinar las propiedades internas de cada cristal, midiendo las distancias entre los planos sucesivos y la posición de los átomos que se encuentra en la estructura cristalina de la muestra. Para ello, debe conocerse las propiedades y características en la propagación, amplitud, velocidad, reflexión, refracciones de la onda electromagnética incidente, descritas en la Ley de Snell (Moore & Reynolds, 1997).

Los rayos X hacen parte del espectro electromagnético, en donde su longitud de onda varía entre los 100 a 0.02 Å. Estos se producen al acelerar los electrones a través de una diferencia de potenciales, del orden del kilo a mega voltios. Los electrones chocan con un metal, generalmente de cobre, emitiendo los rayos X. En la emisión de rayos, intervienen dos procesos diferentes, el primero es conocido como radiación de frenado: este se produce cuando los electrones acelerados que chocan con el metal son detenidos por la repulsión electrostática, emitiendo un espectro continuo de radiación electromagnética. El segundo proceso, se produce por la generación de picos de emisión discreta, la cual consiste en las transiciones electrónicas que se producen en los orbitales energéticos cercanos al núcleo del átomo. Los rayos X penetran a la muestra a analizar, y un detector de la máquina capta las diferentes longitudes de ondas liberadas, las cuales son características de cada mineral, produciendo picos característicos en el difractograma (Figura 7) (Moore & Reynolds, 1997).

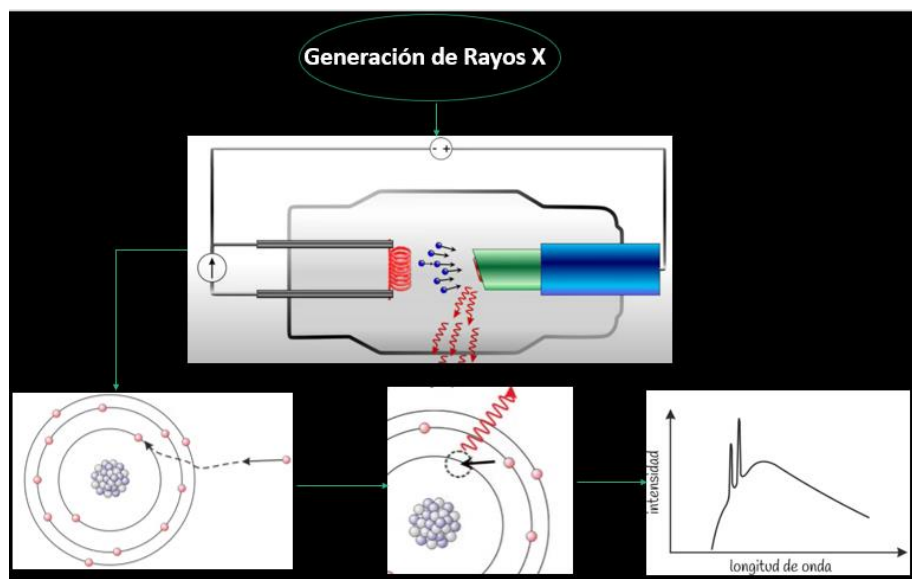


Figura 7. Generación de Rayos X Tomado y modificado de (Moore & Reynolds, 1997).

Para caracterizar cada longitud de onda de emisión de rayos X se utiliza la Ley de Moseley:

$$\sqrt{f} = k_1 \cdot (Z - k_2)$$

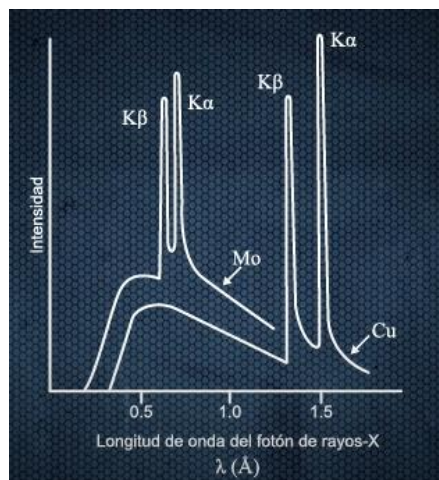
En donde;

f: frecuencia de la radiación

$k_1$  y  $k_2$  Constantes

Z Número atómico

Esta Ley empírica indica que la línea más intensa de corta longitud de onda es el espectro de rayos X (Figura 8), para cada elemento llamada  $K\alpha$  varía uniformemente con un número atómico Z de la muestra a analizar, así, midiendo la longitud de la onda  $K\alpha$  la cual, emite radiación de rayos X utilizada en la muestra para caracterizar el material.



*Figura 8. Longitudes de onda en el espectro de rayos X, distintas intensidades de onda K varían con el número atómico de cada elemento Tomado de (Moore & Reynolds, 1997).*

### 11.11 Difracción de Rayos X (DRX)

En 1912 Max Von Laue, sugirió que un cristal, dada su pequeña distancia de separación interatómica, serviría como una rejilla de difracción para los rayos X que incidan sobre este, de tal manera, que los átomos individuales de la red cristalina dispersan el haz de rayo X, creando un patrón de interferencia, de igual manera que lo hacen las ondas que pasan a través de una rejilla de difracción (Moore & Reynolds, 1997).

El paso de los rayos X por las rejillas crean ondas de interferencia, las cuales pueden ser destructivas o constructivas, esta últimas se amplifican y cuyo fenómeno es descrito por la Ley de Bragg (Moore & Reynolds, 1997).

La ley de Bragg mide experimentalmente los ángulos  $\theta$  incidentes sobre la muestra y conociendo la longitud de onda utilizada, se puede determinar la distancia de separación  $d$  entre los átomos del cristal (Moore & Reynolds, 1997).

Lo anterior significa que los átomos constituyentes de las redes periódicas tridimensionales de los cristales, conocidas como redes de Bravais, difractan los rayos X, generando un patrón

de onda difractada de manera particular para cada composición y estructura geométrica cristalina del mineral (Figura 9 y 10) (Moore & Reynolds, 1997).

Al utilizar el espectro de emisión de rayos X, mediante la Ley de Moseley, se puede realizar la caracterización de los materiales determinando las longitudes de onda a las que emite los rayos X, haciendo incidir los rayos X sobre un cristal utilizando el espectro de difracción de rayos X, mediante la Ley de Bragg se puede realizar una caracterización estructural de un sólido cristalino (Moore & Reynolds, 1997).

La Ley de Bragg se cumple en la siguiente ecuación:

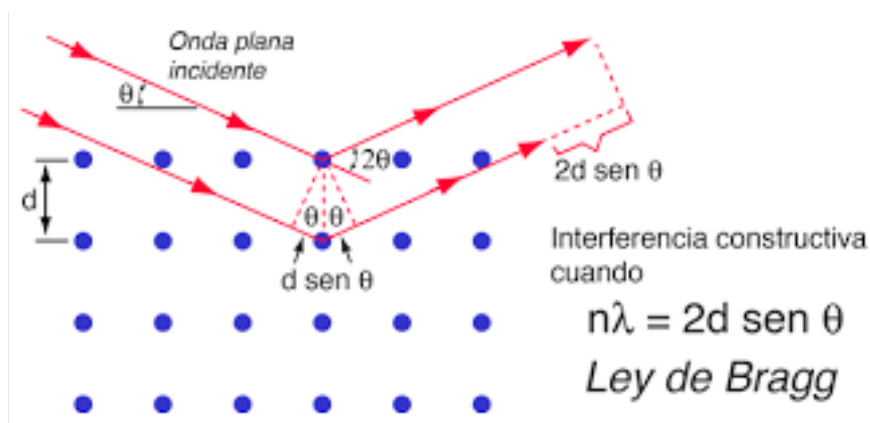
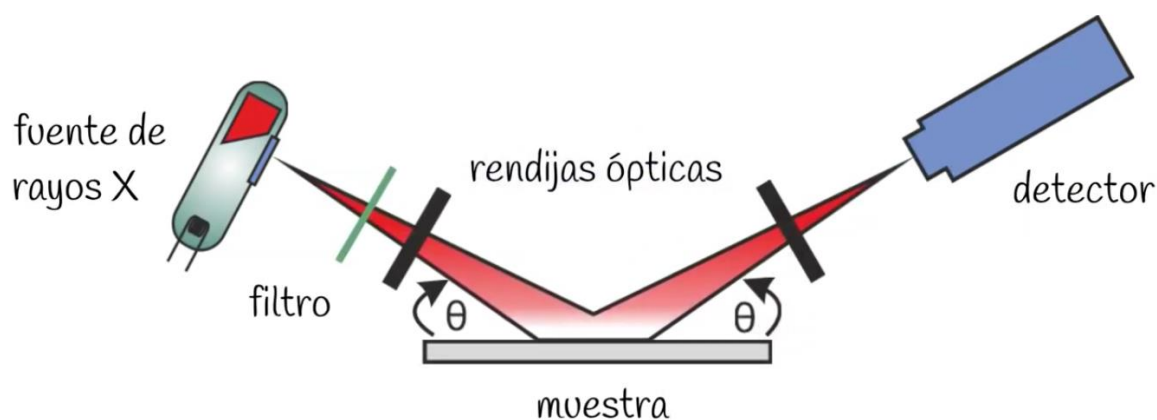


Figura 9. Ley de Bragg se cumple cuando la interferencia es constructiva:  $\lambda = 2d \sin \theta$ . Tomado de Thornton., et al (1993).

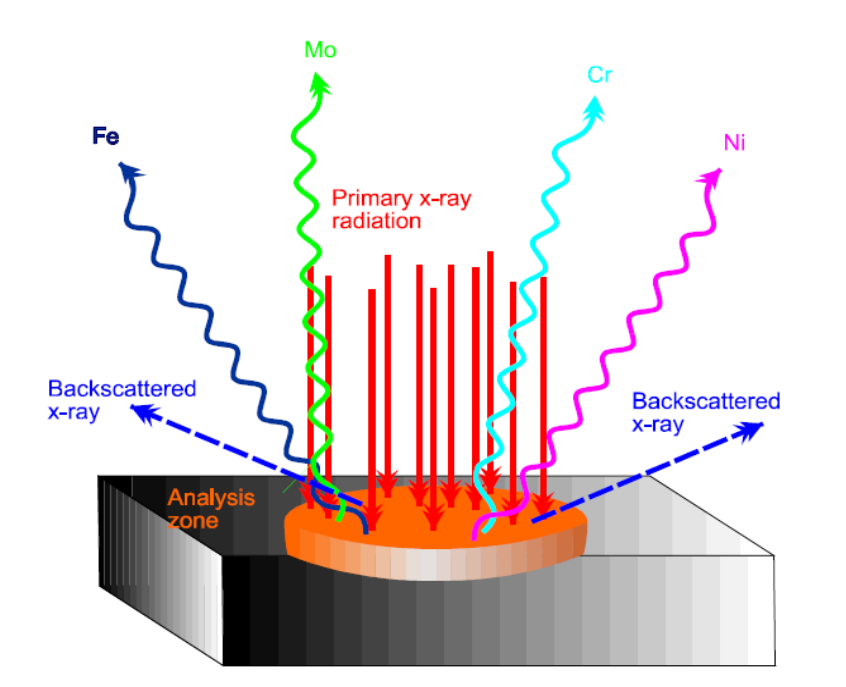


*Figura 10. Efecto de Difracción de Rayos X sobre la muestra analizada. La muestra rota formando los ángulos teta. Tomado de Thornton., et al (1993).*

### **11.12 Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersiva (FRX-ED)**

Es una técnica no destructiva, que permite medir la composición elemental de los materiales, detectados a partir de la actividad energética dispersiva de los rayos X, consistente en la medición de la energía liberada al desestabilizar los electrones contenidos en los elementos de la muestra a analizar (Craigie, 2018).

Lo anterior significa que, cuando el rayo X impacta la suficiente de la muestra, cuenta con la energía suficiente para expulsar los electrones fuera de sus orbitales internos; el elemento recupera su inestabilidad energética, acomodando electrones en sus niveles energéticos correspondientes, emitiendo una energía fotónica específica, conocida como fluorescencia de rayos X (Figura 11) (Craigie, 2018).



*Figura 11. Representa la liberación de energía fotónica específica para cada elemento, al ser estos excitados por la radiación X. Tomado de Bruker (2005).*

## 12 Metodología

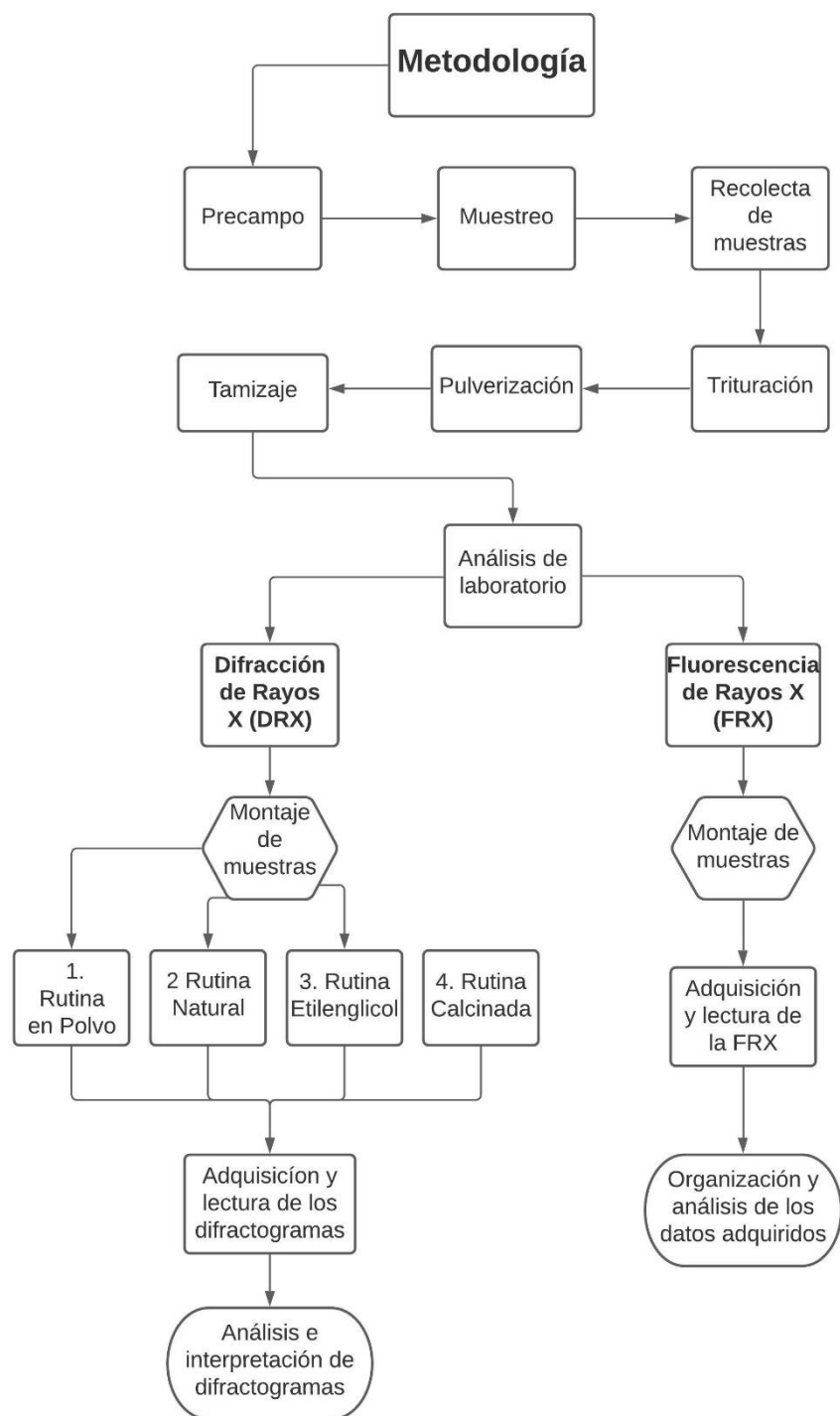


Figura 12 Secuencia de la metodología del proyecto.

## **12.1 Pre-campo**

En esta fase se organiza la logística y la información de las áreas a estudiar en términos de la localización de las rocas de interés por medio de los mapas geológicos obtenidos en el estado de la cartografía del Servicio Geológico Colombiano (SGC), se utilizaron las planchas geológicas y memorias explicativas 172 Paz del Río (Figura 13) y 266- Villavicencio (Figura 14), en los municipios de Floresta y Corrales (Boyacá) y en la vía antigua Villavicencio-Bogotá (Meta) respectivamente. Se establece la ruta preliminar con las vías de acceso, se ubican los posibles puntos de las rocas a recolectar. Se realiza un cronograma para establecer los días en campo.



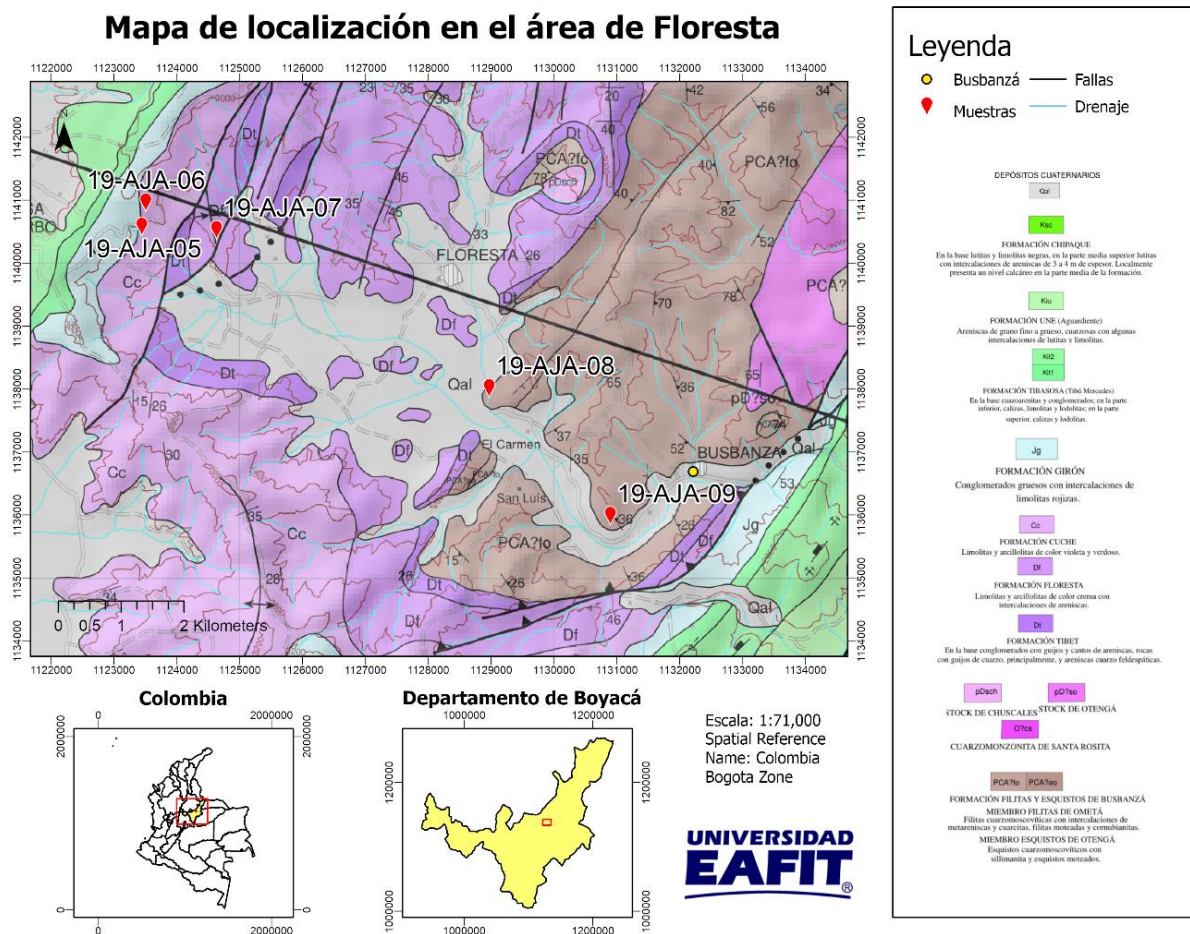
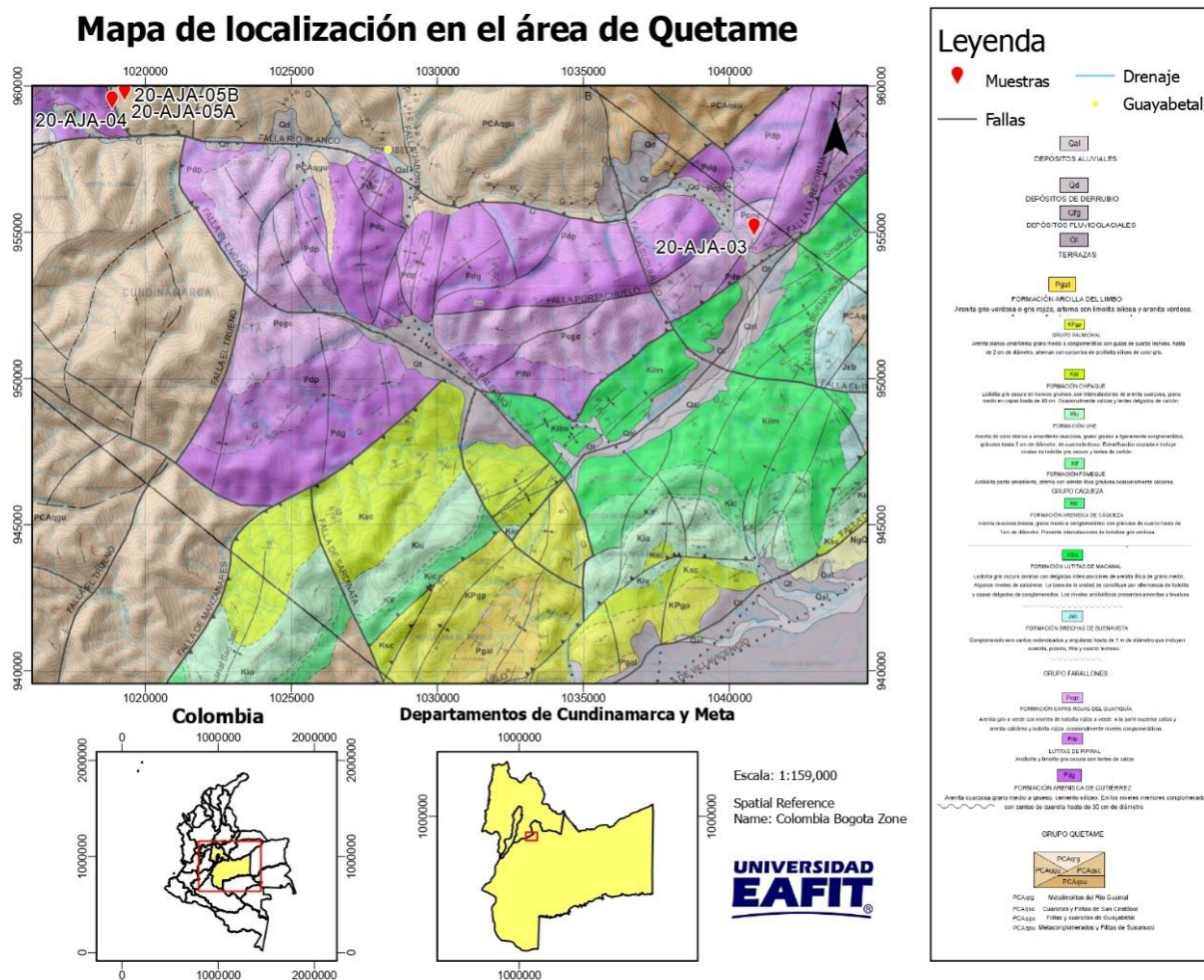


Figura 13. Mapa de localización en el área de Floresta.



*Figura 14. Mapa de localización en el área de Quetame*

## 12.2 Muestreo

Previamente a la salida, se organizan los implementos de campo: GPS, martillo, brújula, lupa, bolsas plásticas, cinta, marcadores, cincel, canastos, libreta de campo y los respectivos mapas de cada zona. Esta fase comprende el viaje hacia las zonas de interés. Una vez configurado el GPS con el Datum de cada zona, ubicados en cada plancha, se realiza la toma de muestras basados en la cartografía del SGC. El muestreo comprende en la observación de todo el afloramiento, se escriben anotaciones en la libreta de campo; coordenadas, localización,

mineralogía, textura de las rocas y el código de las muestras. Las muestras son empacadas en bolsas plásticas con su rótulo y puestas en el canasto.

*Tabla 2. Muestras analizadas*

	<b>Edad</b>	<b>Unidades</b>	<b>Código de muestra</b>
<b>Área de Floresta</b>	Devónico Superior-Carbonífero Inferior	Fm. Cuche	19-AJA-05
	Devónico Medio	Fm. El Tíbet	19-AJA-06
	Devónico Medio	Fm. Floresta	19-AJA-07
	Neoproterozoico	Esquistos de Otengá	19-AJA-08
		Neis de Buntia	19-AJA-09
<b>Área de Quetame</b>	Devónico Superior - Carbífero Inferior	Fm. Capas Rojas de Guatiquía	20-AJA-03
	Devónico Inferior -Medio	Fm. Areniscas de Gutiérrez	20-AJA-04
	Pre-Devónico	Filitas y Cuarcitas de Guayabetal	20-AJA-05A
			20-AJA-05B

Se recolectaron 9 muestras en total, de la cobertera sedimentaria del Paleozoico; Devónico – Carbonífero inferior y rocas del basamento Pre-Devónico (Figuras 15 y 16 y Tabla 2).





*Figura 15. Muestras de Floresta. A. Formación Cucho: 19-AJA-05, B. Formación Tíbet: 19-AJA-06, C. Formación Floresta: 19-AJA-07. Esquistos de Otengá: 19-AJA-08 y E. Neis de Buntia: 19-AJA-09.*



*Figura16. Muestra de Quetame. Formación Capas Rojas de Guatiquía: 20-AJA-03, G. Formación Gutiérrez: 20-AJA-04 y H. Filitas y Cuarcitas de Guayabetal 20-AJA-05A y 20-AJA-05B.*

### **12.3 Trituración**

El proceso de trituración consiste en reducir el tamaño original de las muestras previamente secas, dejándolas en fragmentos medianos entre  $> 256 \text{ mm}$  y  $< 5 \text{ cm}$ . Antes de empezar a triturar, se limpia meticulosamente las cavidades con agua destilada y se seca correctamente, la contaminación es un factor importante que hay que reducir en todo momento. Finalmente, las muestras trituradas son empaquetadas en una bolsa con cierre hermético con su rótulo y es llevada a la fase de pulverización.

### **12.4 Pulverización**

Se realiza la pulverización con el objetivo de reducir el tamaño a  $0.125\text{-}0.032 \text{ mm}$  de grano a previamente se limpia con un paño de papel humedecido con agua destilada y alcohol para retirar cualquier partícula en cada superficie de la máquina. Se pulverizan todas las muestras y se llevan a la fase de tamizaje.

### **12.5 Tamizado**

Esta fase consiste en separar los diferentes tamaños de granos por medio de varias mallas de tamices. entre  $2000 \text{ }\mu\text{m}$ ,  $500 \text{ }\mu\text{m}$ ,  $250 \text{ }\mu\text{m}$ ,  $125 \text{ }\mu\text{m}$  y  $63 \text{ }\mu\text{m}$ , de las cuales se guardan por separado cada uno de los diferentes tamaños. El tamaño que se utilizó para los análisis de laboratorio fue de  $125 - 63 \text{ }\mu\text{m}$ .

### **12.6 Análisis de Laboratorio**

En este capítulo se describe el método aplicado en las muestras, se presentan los parámetros operados de los equipos de DRX y FRX junto con el montaje requerido para cada técnica.

### 12.6.1 Difracción de Rayos X (DRX)

Los análisis de DRX en polvo de roca de las muestras del Paleozoico y del basamento de Floresta y Quetame, se realizaron en un difractómetro Rigaku modelo MiniFlex en la empresa INCLAY S.A.S en la ciudad de Bogotá (Figura 17). Los parámetros del equipo, corresponde a radiación de Cu a 40 kV, 15 mA, con una velocidad de barrido de 20°/min, entre 2.5 y 40°2 $\theta$  (agregados orientados/ especiación de arcillas) y 70°2 $\theta$  (polvo), el paso de 0.0050°/min.

Siguiendo la metodología propuesta por (Thorez, 1995) y con modificaciones por parte de la empresa INCLAY S.A.S, la mineralogía de la fracción arcillosa (<63 $\mu$ m) en agregados orientados de especiación de arcillas fue trabajada bajo tres tratamientos: 1. Natural (N); disolución en agua del polvo de roca, secado a temperatura ambiente en portamuestras de vidrio. 2. Hidratación por etilenglicol (EG); en una campana al vacío durante 3 horas. 3. calcinación (C) en una mufla MF-2001 a 515°C durante 3 horas. La cuarta rutina, se realiza en polvo en donde el análisis e interpretación de las estructuras cristalinas se lleva a cabo por medio de difractogramas. El refinamiento para la cuantificación se realiza mediante módulo WPPF (*Whole Powder Pattern Fitting*) del software SmartLabStudio II.

La fracción arcillosa en agregados orientados es un procedimiento que permite identificar los comportamientos de los diferentes minerales arcillosos expuestos a los tres tratamientos (N, EG, C). Las comparaciones de los tres difractogramas permiten determinar cada tipo de mineral arcilloso, debido a sus características en sus estructuras cristalinas. e.g : la caolinita (7.16-7.16-x), la señal del difractograma del calcinado desaparece, debido a que la estructura de este mineral se vuelve amorfa y no es posible detectarla (Moore & Reynolds, 1997).



*Figura 17. Difractor de Rayos X Rigaku.*

### **12.6.2 Montaje de Muestras**

El montaje en polvo (Figura 18), con la muestra previamente pulverizada  $<63\ \mu\text{m}$ , se realiza en poner el material en un portamuestra de aluminio, la superficie sin ejercer presión debe quedar lisa y consistente. Posteriormente es adquirida en el difractómetro bajo las condiciones del rango de barrido de  $2.5$  a  $70^\circ 2\theta$ , lo cual permite la identificación de una gran mayoría de planos cristalinos presentes en los diferentes minerales.

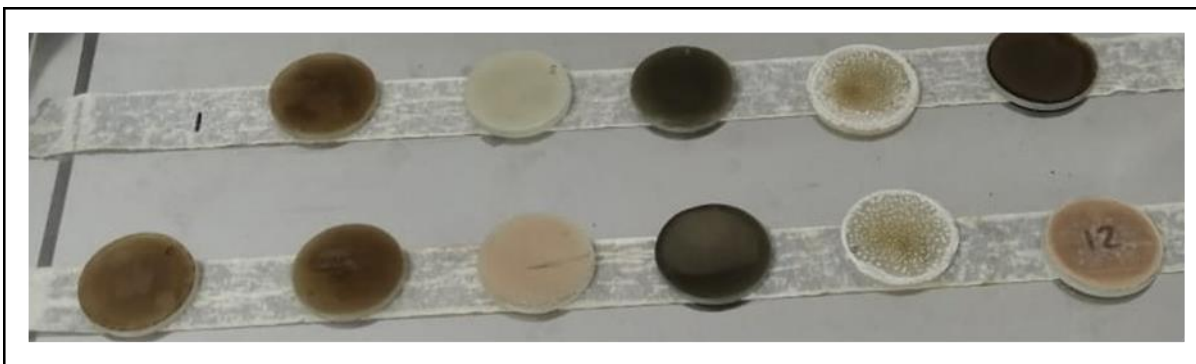




*Figura 18. Montaje en polvo. Arriba muestras de Floresta (19-AJA-05-09) y abajo muestras de Quetame (20-AJA-03-05B).*

La rutina de muestras orientadas (Figura 19), es una técnica basada en la orientación preferencial de los minerales arcillosos (filosilicatos) especiación de arcillas, por medio de La Ley de Stokes, se produce un régimen laminar sobre las muestras provocando la orientación preferencial (001) (índices de Miller) de los planos cristalinos, estos minerales presentan una susceptibilidad a los procesos térmicos por las propiedades físicas a los cuales se van a someter a tres tratamientos (N, EG, C), permitiendo una rápida identificación a los diferentes comportamientos que presentan (Figura 19) (Thorez, 1995).

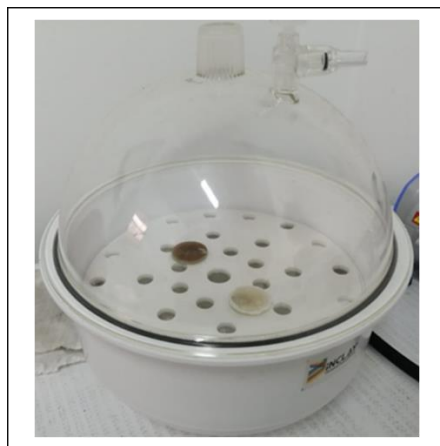




*Figura 19. Muestras orientadas, éstas servirán para las rutinas N, EG y C.*

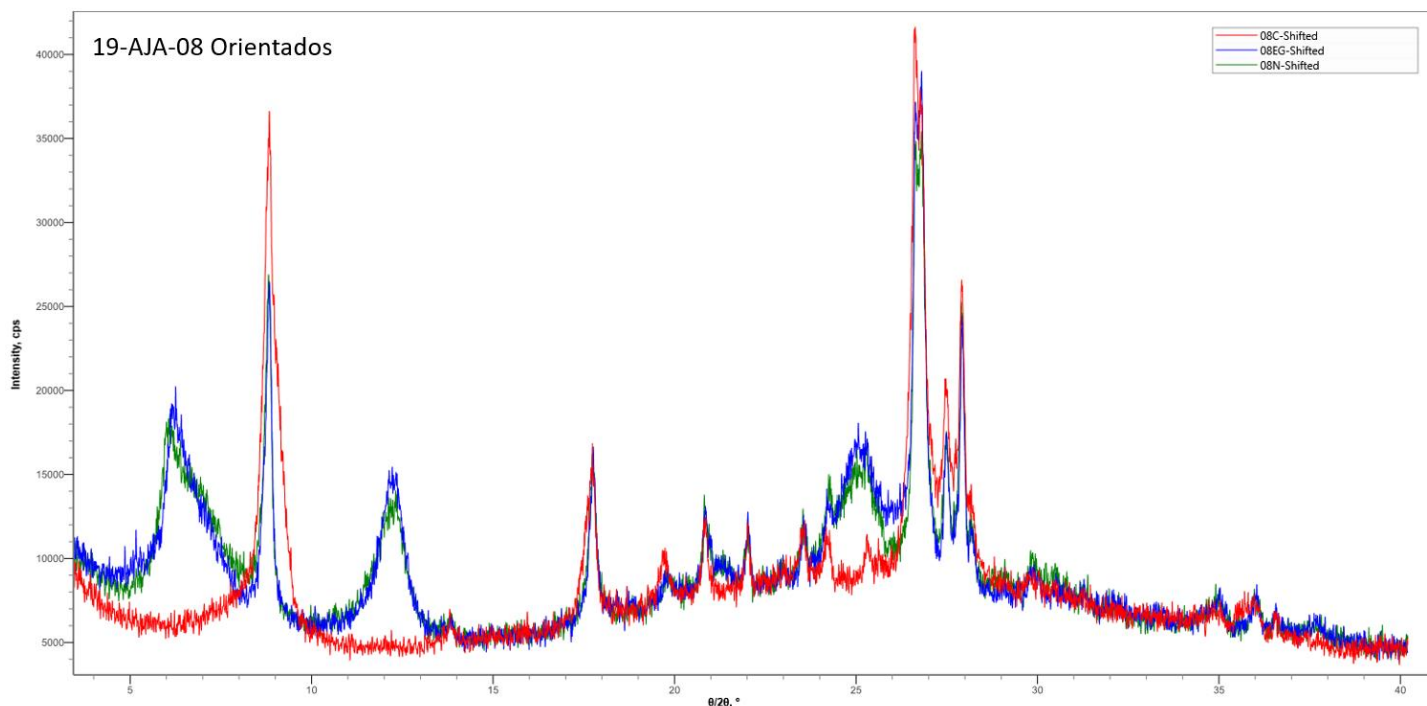
El montaje de la muestra orientada; Natural (N), se basa en la muestra pulverizada albergando las fracciones gruesas y arcillosas. Alrededor de 1 g de la muestra, es puesta en un tubo de ensayo disuelto en agua destilada, la cual, es sometida a una agitación por 30 segundos. Al esperar varios minutos, la solución se decanta propiciando que aquellas partículas arcillosas queden suspensión en los primeros centímetros de la superficie del agua, para así pipetear 900  $\mu$ l y poner la solución acuosa en un portamuestra de vidrio, dejándola secar por completo a temperatura ambiente, proceso que puede durar entre 5 y 8 horas. Posteriormente se adquiere el difractograma de la rutina N.

El montaje de la muestra orientada; de la rutina Etilenglicol (EG), (Figura 20) tiene mismo procedimiento de la muestra N, pero cuya diferencia es que esta es llevada a una campana al vacío con 60 KPa con este alcohol, con una duración mínima de tres horas. Este procedimiento sirve para observar los comportamientos expansivos del grupo arcillosos de las esmectitas (14.5-17.5-10).



*Figura 20. Campana de vacío, tratamiento por EG*

El último tratamiento es la calcinación (C), a lo igual que la muestra EG tiene el mismo procedimiento de montaje N, la rutina C, es llevada a una mufla MF-2001 expuesta a una temperatura de 515°C durante tres horas. Esta rutina genera efectos de deshidratación y pérdidas  $\text{OH}^-$  en las estructuras cristalinas presentes en los diferentes minerales arcillosos. (Moore & Reynolds, 1997; Thorez, 1995).



*Figura 21. Comparación de efectos térmicos de las rutinas orientadas N (verde), EG (azul), C (rojo). se observa diferentes comportamientos de los tres tratamientos. De izquierda a derecha, en el tercer pico, se evidencia pérdida de la señal C, designando la señal relacionada con el mineral de caolinita que, al estar expuesta a tan alta temperatura, su estructura colapsa volviéndose amorfa por la pérdida de OH<sup>-</sup> (Moore & Reynolds, 1997; Thorez, 1995).*

### 12.6.3 Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersiva (FRX -ED)

El análisis de ED-FRX es una técnica analítica no destructiva para obtener la información elemental de los diferentes materiales. Se utilizó un equipo de FRX – ED Rigaku NEX-QC QuantEZ, las condiciones instrumentales de Ag, con atmósfera de Helio, de resolución desde Na a U, la energía empleada es de 50 KV – 80  $\mu$ A, 30 KV- 84  $\mu$ A y 6.5 KV - 363 $\mu$ A, en la empresa INCLAY S.A.S en la ciudad de Bogotá.



*Figura 22. Fluorescencia de rayos X Rigaku.*

#### **12.6.4 Montaje de Muestras**

Este proceso inicia con la muestra previamente pulverizada  $< 63 \mu\text{m}$ , en donde se dispone a poner 2 g de muestra en polvo en cápsulas denominadas SampleCup, recubierta con una película de polipropileno de  $4 \mu\text{m}$  de grosor (Figura 23). Posteriormente la muestra se lleva al equipo de FRX en donde se configura la rutina predeterminada y calibrada por INCLAY.



*Figura 23. Montaje de muestras FRX en Sample Cups, arriba muestras de Quetame y abajo muestras de Floresta.*

## **13 Resultados**

### **13.1 Difracción de Rayos X (DRX)**

A continuación, se describen los resultados de la mineralogía adquiridos a partir de la difracción de rayos X (DRX), en nueve muestras en las áreas de Floresta (Boyacá) y Quetame (Meta).

Tabla 1 Resultados de la mineralogía de los Macizos de Floresta y Quetame. Expresado en unidades de %

Fm	Muestra	Cuarzo	Feldespato	Plagioclasa	Clorita	Caolinita	Ilita/Mica	Vermiculita	Calcita	Goetita	Ankerita	Pirofilita	Hematita	I/Sm
Fm. Cuche	19-AJA-05	88.1	0.0	9.6	0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fm. Tibet	19-AJA-06	70.6	0.0	0.2	7.0	3.0	17.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0
Fm. Floresta	19-AJA-07	74.9	7.6	9.7	0.0	6.9	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Esquistos de														
Otengá	19-AJA-08	19.8	18.6	32.6	0.0	3.8	7.2	0.3	0.0	13.1	2.3	0.0	0.0	2.3
Gneis de Buntia	19-AJA-09	30.3	8.6	33.5	0.0	8.0	12.3	0.4	5.4	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Fm. Capas Rojas														
de Guatiquía	20-AJA-03	63.3	2.6	17.2	5.6	7.5	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fm. Areniscas de														
Gutierrez	20-AJA-04	86.5	0.0	0.0	0.0	1.2	8.3	0.0	3.9	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
Filitas y Cuarcitas	20-AJA-05A	32.1	2.8	8.3	8.9	0.0	43.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6	0.0
de Guayabetal	20-AJA-05B	41.5	0.0	14.1	20.4	0.0	21.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0

Los resultados de las Tablas 1, 2 y 3, los datos fueron promediados de acuerdo con las concentraciones mineralógicas para cada una de las áreas estudiadas.

Las concentraciones mineralógicas de las rocas del basamento metamórfico de Floresta y de Quetame (Tablas 1 y 2), están representadas en su mayoría por el cuarzo, albergando valores mayoritarios en las rocas de Quetame, seguido del contenido de la plagioclasa, que es mucho mayor en basamento de Floresta, de igual manera, se presenta con el contenido del feldespato. Los minerales arcillosos, en su mayoría están representados por los minerales de illita/mica, teniendo una diferencia en el contenido mayoritario en las rocas de Quetame. La clorita solo está presente en el basamento metamórfico de Quetame, mientras que, la caolinita aparece en las rocas de Floresta. La vermiculita solo está contenida en las rocas de Floresta, así como también el mineral interestratificado illita/esmectita I/S, representado por su bajo contenido. La calcita, ankerita, y goetita aparecen solo en las rocas metamórficas de Floresta, por otro lado, la hematita tiene concentraciones en las rocas de Quetame. La pirofilita es nula para las rocas de Floresta y Quetame.

*Tabla 2. Promedio mineralógico del basamento metamórfico de Floresta y Quetame, expresado en unidades en %.*

<b>Basamento Metamófico</b>		
<b>Promedio</b>	<b>Floresta</b>	<b>Quetame</b>
Cuarzo	25.1	36.8
Feldespato	13.6	1.4
Plagioclasa	33.1	11.2
Clorita	0	14.7
Caolinita	5.9	0
Illita/Mica	9.8	32.5
Vermiculita	0.4	0
Calcita	2.7	0
Goetita	7.4	0
Ankerita	2.3	0
Pirofilita	0	0
Hematita	0	3.5
I/Sm	1.2	0

Las concentraciones mineralógicas en las coberteras sedimentarias están representadas en su mayoría por los minerales de cuarzo, seguido por el contenido de plagioclasa, siendo mayor en las muestras de Quetame. Los minerales arcillosos de mayor a menor proporción son las illitas/micas caolinita y clorita, siendo nulos la vermiculita y los minerales interestratificados de I/S (illita/esmectita) en ambas áreas. El feldespato por su parte tiene menor presencia que las plagioclasas, albergando más contenido en las muestras de Floresta. La calcita tiene aparición solo en las muestras de Quetame. La hematita representada por un muy bajo contenido solo está en las muestras de Floresta. La goethita es nula para las dos áreas.



*Tabla 3. Mineralogía de las coberteras sedimentarias de Floresta y Quetame expresadas en %.*

<b>Coberteras Sedimentarias</b>		
<b>Promedio</b>	<b>Floresta</b>	<b>Quetame</b>
Cuarzo	77.9	74.9
Feldespato	2.5	1.3
Plagioclasa	6.5	8.6
Clorita	2.3	2.8
Caolinita	3.3	4.3
Illita/Mica	6.8	6.1
Vermiculita	0	0
Calcita	0	2.0
Goetita	0	0
Ankerita	0	0
Pirofilita	0	0.1
Hematita	0.1	0
I/Sm	0	0

Los datos se plotearon en diagramas ternarios para una visualización pertinente. Se observan los comportamientos de las diferencias porcentuales en términos del contenido de cuarzo, feldespatos y arcillas, además de ser graficados los diferentes minerales arcillosos presentes en las muestras.

Se describen las unidades de Floresta y Quetame en términos de minerales arcillosos: caolinita, illita y clorita para cada unidad de roca y se realiza un comparativo entre las unidades desde el pre-Devónico y Devónico Medio hasta las unidades del Carbonífero Inferior.

### **13.1.1 Mineralogía Del Basamento Metamórfico de Floresta y Quetame**

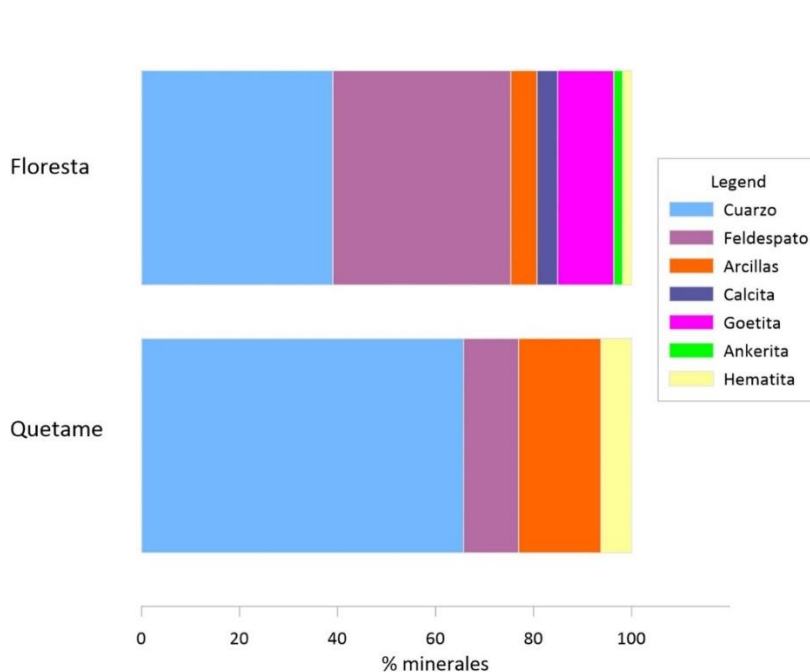
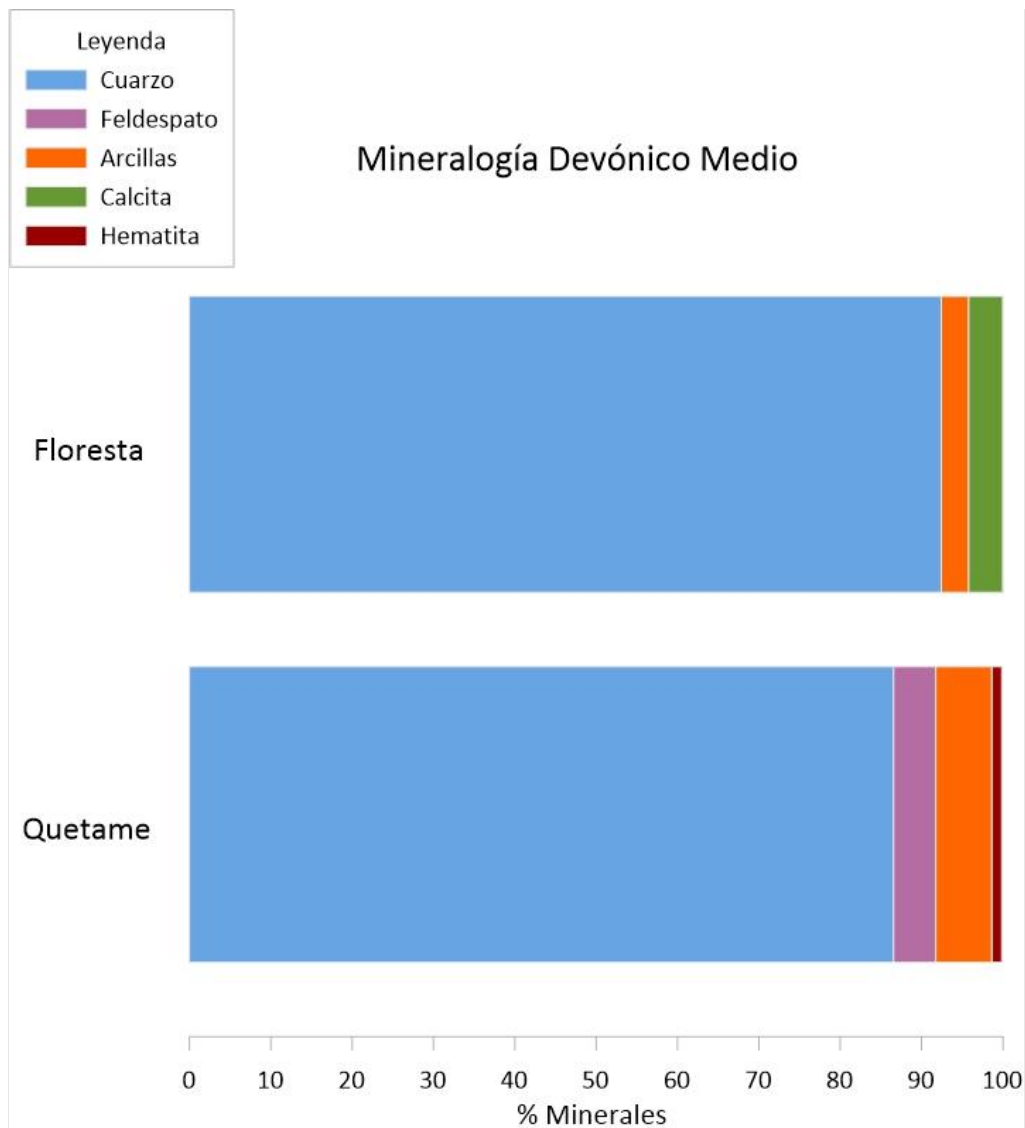


Figura 24. Comparación de la mineralogía total de los basamentos metamórficos Pre-Devónicos de los macizos de Floresta (Esquistos de Otengá y Neis de Buntia) y Quetame (Filitas y Cuarcitas Guayabetal).

De la gráfica de la mineralogía total del basamento pre-Devónico (Figura 24), se observan variaciones composicionales, el cuarzo con predominio en las rocas de Quetame en comparación con las rocas de Floresta. El feldespato con mayor aparición en las rocas de Floresta, mientras que, en las rocas de Quetame su participación es menor. Las arcillas tienen mayor cantidad en el área de Quetame que en la de Quetame. Los minerales férricos aparecen en mayor proporción en el área de Floresta junto con la calcita y sólo aparece la hematita en las rocas de Quetame.

### 13.1.2 Mineralogía del Devónico Medio de Floresta y Quetame

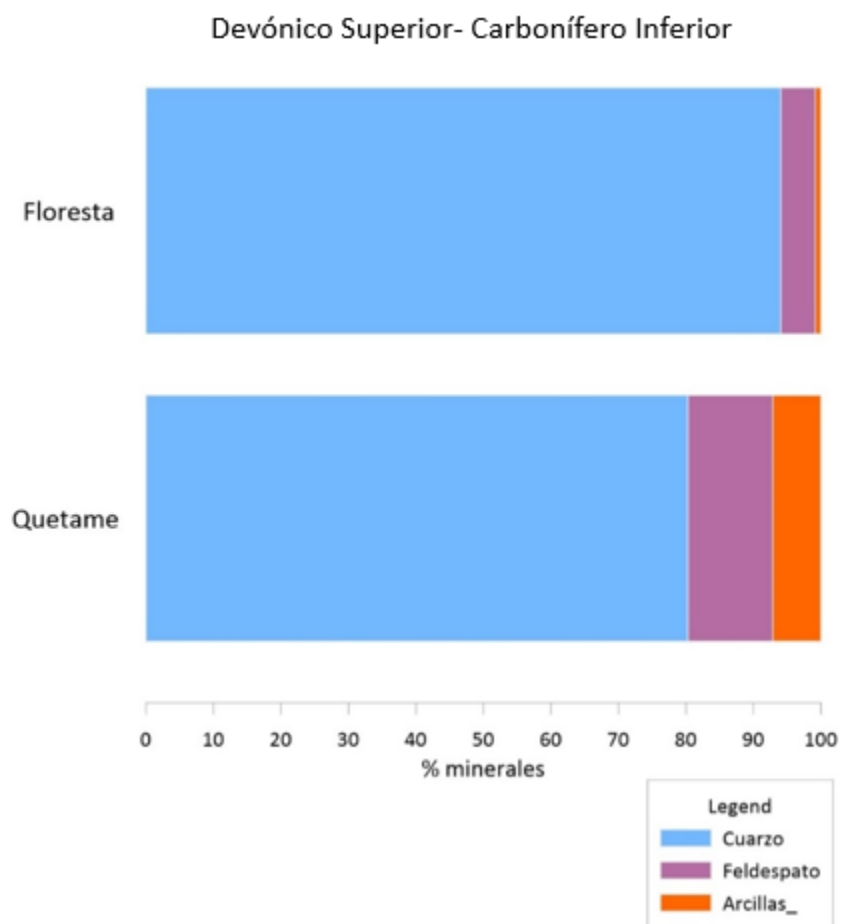


*Figura 25. Comparación de la mineralogía total de las rocas de la cobertera sedimentaria Devónico Medio-Superior de los macizos de Floresta (Fms Tíbet, Floresta) y Quetame (Fm Areniscas de Gutiérrez ). La mineralogía se caracteriza por un alto contenido de cuarzo, feldespato y hematita presente sólo en las muestras de Quetame, mayor contenido de arcillas en la muestra de Quetame, mientras que la presencia de calcita sólo se observa en las muestras de Floresta.*

La mineralogía total del Devónico Medio-Superior (Figura 25) se observa que hay un mayor contenido de cuarzo en las muestras en el área de Floresta, albergando el 90% de la muestra total, el 10 % restante está relacionado con el contenido de arcillas y calcita. El cuarzo

representa el 87% de toda la muestras, el 13% restante está repartido de mayor a menos arcillas feldespatos y hematita.

### 13.1.3 Mineralogía del Devónico Superior – Carbonífero Inferior

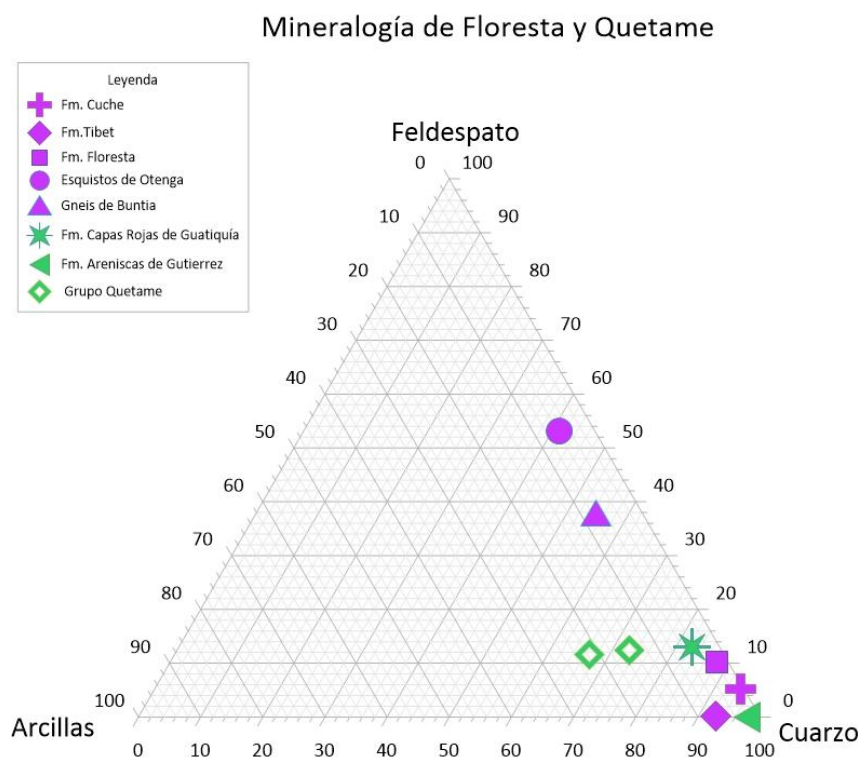


*Figura 26. Comparación de la mineralogía total de las rocas de las coberteras sedimentarias de los macizos de Floresta (Fm Cuche), Devónico Superior y Quetame (Fm Capas Rojas de Guatiquía), Carbonífero Inferior.*

La gráfica de variaciones mineralógicas del Devónico Superior – Carbonífero Inferior (Figura 26) indica un comportamiento mayoritario en el contenido de cuarzo en ambas áreas, sin embargo, el contenido es mayor en el área de Floresta. Los feldespatos y las arcillas corresponden en el área de Floresta a un 10% en su contenido, mientras que en el área de Quetame alberga un 20%, siendo el feldespato que tiene mayor aparición que las arcillas para ambas áreas.

A continuación, se grafican los datos de la mineralogía adquirida a partir de la DRX mediante diagramas ternarios. Para la fácil lectura, los símbolos de las unidades se mantienen iguales para todas las gráficas, de igual manera los colores; morado para las unidades del área de Floresta y verde para las unidades de Quetame.

### 13.1.4 Mineralogía de Floresta y Quetame: Cuarzo- Feldespatos- Arcillas



*Figura 27. Diagrama ternario de la distribución general de los minerales representativos: cuarzo, feldespato y arcillas.*

La gráfica representa los valores de la mineralogía adquirida a partir de la cristalografía de DRX, (Figura 27) en donde se realiza el compilado mineralógico del cuarzo, feldespatos y arcillas. Se evidencia un comportamiento mayoritario en el contenido de cuarzo en la mayoría de las muestras, sin embargo, en la muestra 19-AJA-08 (Esquistos de Otengá) y 19-AJA-09 (Neis de Buntia) el contenido de cuarzo es bajo en relación con las otras muestras, en donde predomina el contenido de feldespatos. Los valores de feldespatos se mantienen proporcionales a excepción de las muestras anteriormente mencionadas y a las muestras 19-AJA-05 (Fm Cuche), 19-AJA-06 (Fm Tíbet) y 20-AJA-04 (Fm Areniscas de Gutiérrez)

cuyos valores son bajos. Los contenidos de las arcillas son altos para las muestras del basamento de Quetame representadas en las muestras 20- AJA-05 A y B, muy bajo para la muestra 19-AJA-05 en la Fm Cucho y 19-AJA-07 en la Fm Floresta, mientras que para las demás muestras presentan valores similares.

### 13.1.5 Mineralogía de Arcillas de Floresta y Quetame

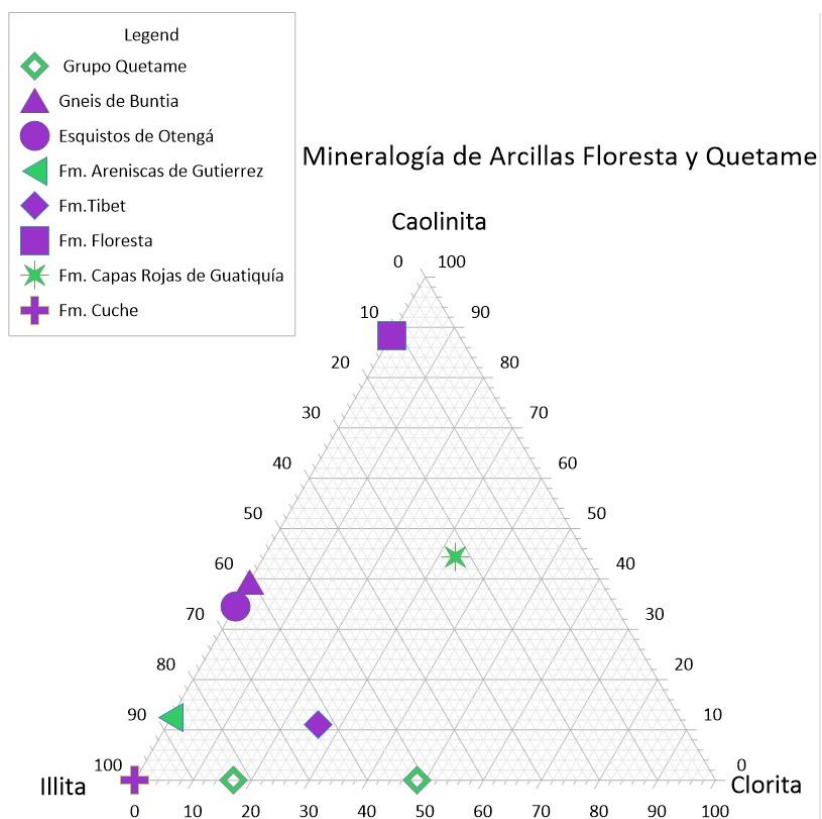


Figura 28. Mineralogía de Arcillas. Caolinita, illita y clorita en las muestras de Floresta y Quetame

En el diagrama mineralógico de arcillas, (Figura 28) se puede observar una tendencia de la mayoría de las muestras con un componente illítico, sin embargo, las muestras de las coberteras sedimentarias como las formaciones Floresta y Capas Rojas de Guatiquía tienen los contenidos más bajos de este mineral y con los contenidos más altos de caolinita.

### 13.1.6 Mineralogía de Arcillas del Basamento Metamórfico

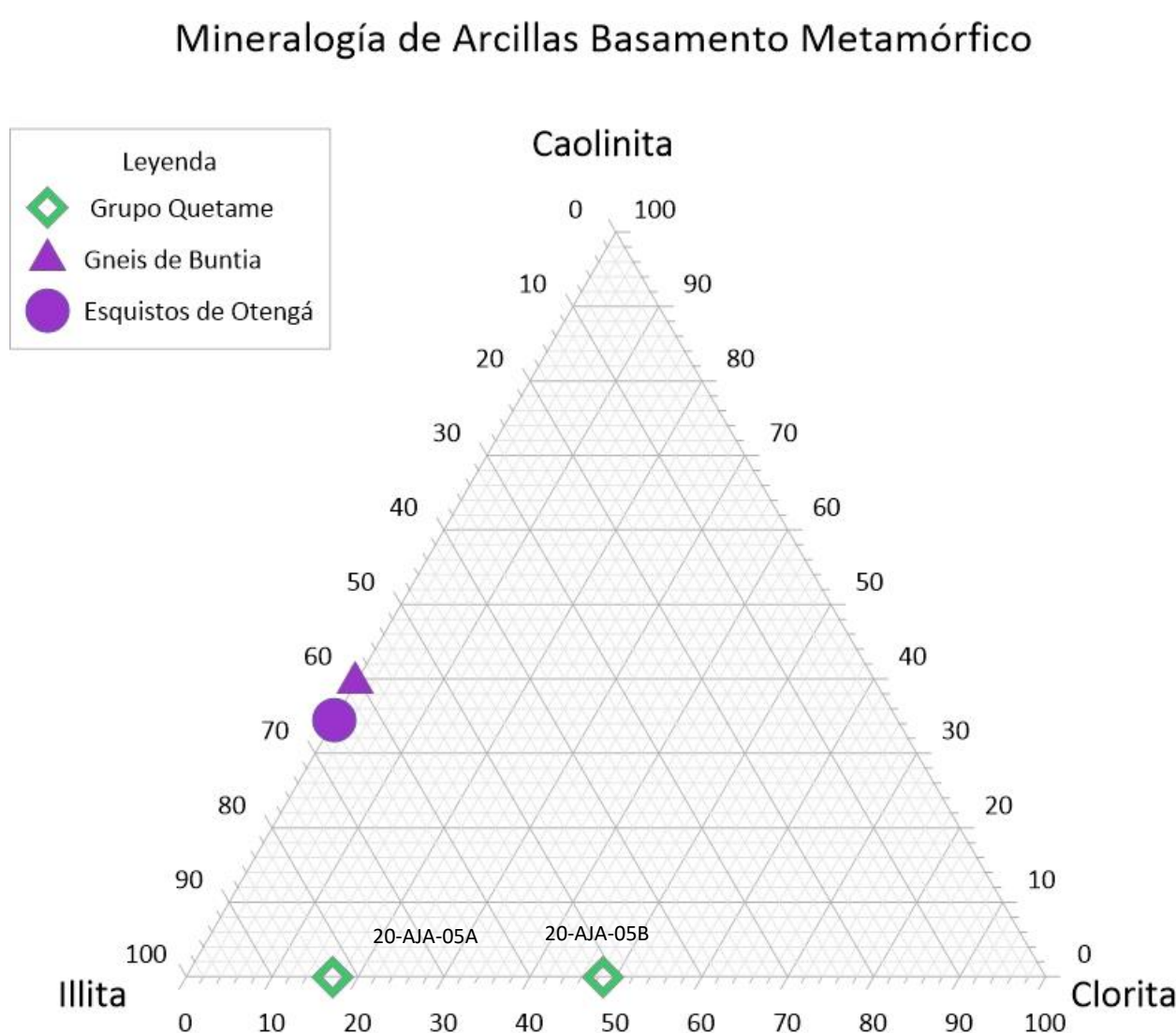


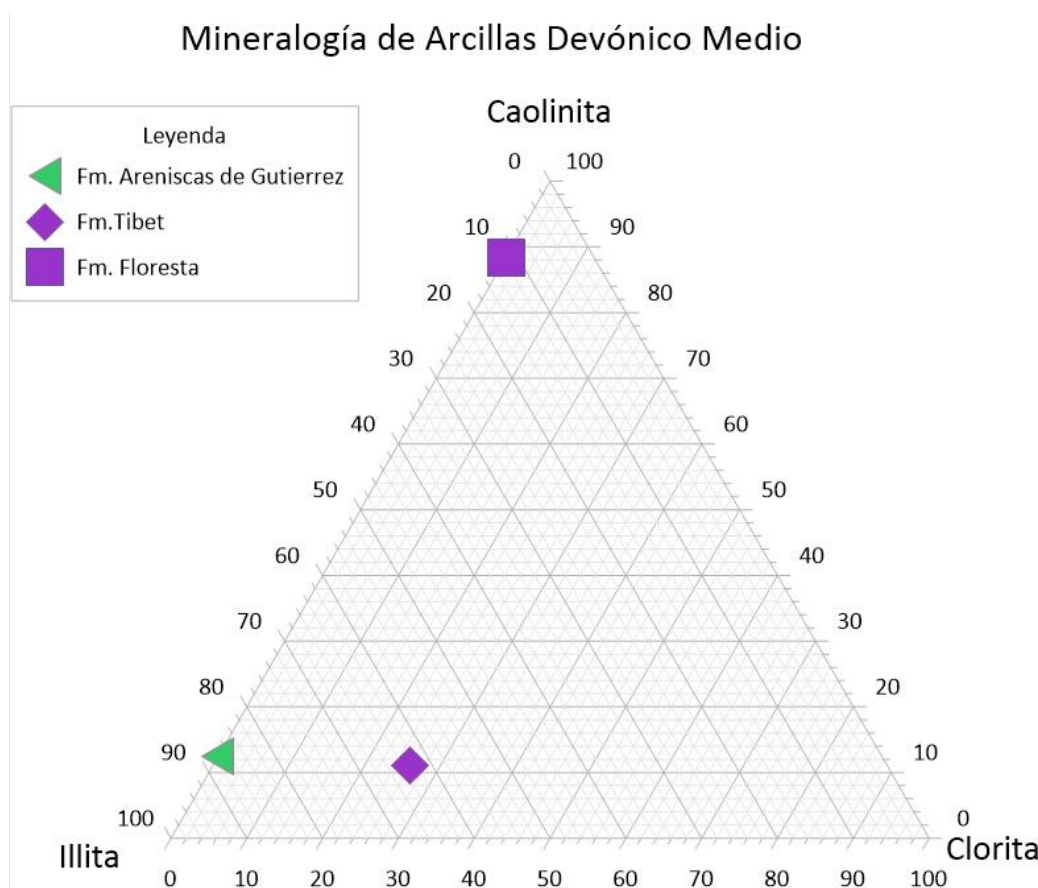
Figura 29. Diagrama Ternario de mineralogía de arcillas del Basamento Metamórfico: el Gneis de Buntia y los Esquistos de Otengá (basamento del Macizo de Floresta), presentan un



*comportamiento mineralógico similar con el contenido de clorita e illita. El grupo Quetame presenta diferencias composicionales mineralógicas entre el contenido de clorita de illita.*

El comparativo de la mineralogía de arcillas pre-Devónicas del basamento de Floresta y Quetame, (Figura 29) resultado adquirido a partir de los planos cristalinos de DRX, se observa una gran distinción en cuanto el contenido de clorita que es nulo en el basamento en el área de Floresta, mientras que las rocas del basamento de Quetame tiene un contenido representativo. En sentido contrario, la caolinita no tiene representación en las rocas del basamento de Quetame y si tiene presentación en las rocas del basamento de Floresta. Los contenidos illíticos están presentes para ambos basamentos, siendo su participación de contenidos considerables.

### 13.1.7 Mineralogía de Arcillas del Devónico Medio



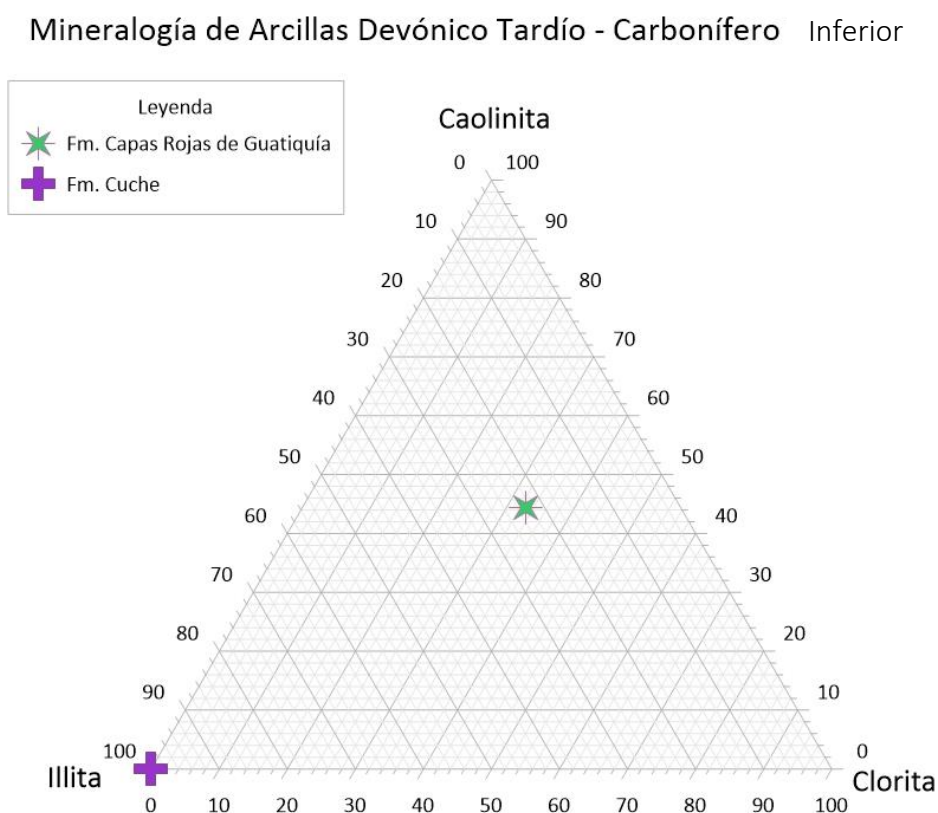
*Figura 30. Diagrama Ternario de mineralogía de arcillas de las rocas del Devónico Medio: Formaciones Areniscas de Gutiérrez (Macizo de Quetame), Tíbet, y Floresta (Macizo de Floresta).*

*Las tres coberteras sedimentarias presentan diferencias en términos composicionales. La Formación Floresta contiene un gran porcentaje de caolinita con una ligera cantidad de illita y nulo en la cantidad de clorita, mientras que, la Formación Areniscas de Gutiérrez presenta un comportamiento opuesto a la Formación Floresta, albergando un porcentaje mayoritario en illita, bajo en clorita y nulo en clorita. La Formación Tíbet presenta con contenido mayoritario de illita, seguido de clorita y por último de caolinita.*

La gráfica de mineralogía de arcillas del Devónico Medio, (Figura 30) adquiridos por la cristalografía de DRX, resuelve que, hay un comportamiento nulo en el contenido de clorita para las muestras 20-AJA-04 (Fm Areniscas de Gutiérrez) y 19-AJA-07 (Fm Floresta),

mientras que, el contenido de clorita es presente en la muestra 19-AJA-06 (Fm Tíbet). Los valores en el contenido de la caolinita son similares en la muestra 20-AJA-04 y 19-AJA-06 y un alto contenido predominante en la muestra 19-AJA-07. Los valores del contenido de la illita son mayoritarios en las muestras 20-AJA-04 y 19-AJA-06, mientras que el contenido es bajo en la muestra 19-AJA-07 en proporción a las otras muestras.

### Mineralogía de Arcillas del Devónico Tardío – Carbonífero Inferior



*Figura 31. Diagrama Ternario de mineralogía de arcillas de las rocas del Devónico- Carbonífero: Fm Capas Rojas de Guatiquía (Carbonífero) con un comportamiento mineralógico casi homogéneo con respecto a los minerales presente. La Formación Cuche (Devónico Medio – Carbonífero Inferior) presenta en su contenido el 100% de illita.*

En la gráfica de mineralogía de arcillas del Devónico – Carbonífero (Figura 31), adquiridos a partir de la cristalografía de DRX, se observa un comportamiento nulo en los minerales arcillosos como lo es la clorita y la caolinita en la muestra 19-AJA-05 (Fm Cuche), albergando un 100% de illita. La muestra 20-AJA-03, presenta valores mayoritarios de caolinita, seguido de la clorita e illita.

### 13.1.8 Fluorescencia de Rayos X

Tabla 4. Resultados de las FRX de las muestras de Quetame y Floresta

			% WT																		
	Unidades	Muestra	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	Fe2O3	MnO	Na2O	TiO2	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Fe	Mn	Na
Quetame	Fm Capas Rojas de Guatiquía	20-AJA-03	1.4	10.6	57.8	0.1	1.6	0.1	3.5	0.1	0	0.5	0.8	5.6	27.0	0.1	1.4	0.1	2.4	0.1	0
	Fm Areniscas de Gutiérrez	20-AJA-04	0	5.0	75.3	0	0.3	0	0.6	0.0	0	0.2	0	2.7	35.2	0	0.3	0	0	0	0
	Filitas y Esquistos de Guayabetal	20-AJA-05A	1.8	18.5	45.8	0.1	4.2	0.2	7.5	0.2	0	0.8	1.1	9.8	21.4	0.1	3.5	0.2	5.3	0.1	0
		20-AJA-05B	1.5	14.1	48.5	0.1	2.4	0.1	7.1	0.3	0	0.4	0.9	7.5	22.7	0.1	2.0	0.1	5.0	0.2	0
Floresta	Fm Cucho	19-AJA-05	0.2	7.5	71.2	0	1.7	0	2.7	0	0	0.5	0.1	4.0	33.3	0	1.4	0	1.9	0	0
	Fm El Tíbet	19-AJA-06	0.6	10.8	62.3	0	2.5	0	3.1	0	0	0.7	0.3	5.7	29.1	0	2.0	0	2.2	0	0
	Fm Floresta	19-AJA-07	0.2	9.2	67.3	0.1	1.2	0.1	2.2	0	0	1.8	0.1	4.9	31.5	0	1.0	0.1	1.5	0	0
	Esquistos de Otengá	19-AJA-08	1.1	14.9	44.9	0.1	4.1	0.1	5.5	0.1	3.5	0.8	0.7	7.9	21.0	0	3.4	0.1	3.8	0.1	2.6
	Neis de Buntia	19-AJA-09	1.7	18.0	48.6	0.1	5.3	0.2	7.4	0.1	0	1.2	1.0	9.5	22.7	0.1	4.4	0.2	5.2	0.1	0

			ppm															
	Unidades	Muestra	S	Cl	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Co	Ge	Ga	Cd	Sn	Mo	Sb	Pb	Se
Quetame	Fm Capas Rojas de Guatiquía	20-AJA-03	268.0	116.0	82.9	17.5	337.0	31.4	76.7	29.3	0	4.6	14.0	7.4	0	0	3.3	0
	Fm Areniscas de Gutiérrez	20-AJA-04	292.0	13.9	0	0	324.0	37.9	13.7	13.4	0	1.1	15.9	7.1	0	0	0.0	0
	Filitas y Esquistos de Guayabetal	20-AJA-05A	261.0	126.0	153.0	89.2	347.0	33.4	93.6	76.6	0	16.8	13.6	0.0	0	0	23.8	0
		20-AJA-05B	229.0	80.0	75.1	55.5	327.0	47.4	114.0	54.8	0	11.3	12.2	6.3	0	0	2.4	0
Floresta	Fm Cucho	19-AJA-05	282.0	64.0	0	0	351.0	28.9	18.9	18.1	0	3.3	16.1	0.0	0	0	4.1	0
	Fm El Tíbet	19-AJA-06	286.0	74.1	56.4	25.6	351.0	33.5	29.8	24.7	0	4.5	13.8	6.3	0	0	3.9	0
	Fm Floresta	19-AJA-07	342.0	51.7	182.0	50.3	299.0	45.1	24.1	14.6	0	8.5	11.7	5.2	0	0	17.2	0
	Esquistos de Otengá	19-AJA-08	274.0	170.0	139.0	73.8	353.0	45.9	85.0	47.2	0	14.9	0.0	7.5	0.0	0	21.6	0
	Neis de Buntia	19-AJA-09	284.0	134.0	258.0	96.3	382.0	33.6	123.0	106.0	0	19.7	13.0	10.5	3.7	0	18.2	0

			ppm																
	Unidades	Muestra	Rb	Sr	Y	Zr	W	As	Ba	Ce	La	Ta	Nb	Bi	Th	U	Sc	Yb	
Quetame	Fm Capas Rojas de Guatiquía	20-AJA-03	70.0	38.4	24.1	317.0	42.8	0	367.0	0	0	0	10.1	0	9.9	0	0	0	
	Fm Areniscas de Gutiérrez	20-AJA-04	15.5	14.2	13.5	228.0	143.0	0	44.8	0	0	0	4.6	0	0.0	0	0	0	
	Filitas y Esquistos	20-AJA-05A	187.0	134.0	40.3	148.0	0	0	319.0	24.0	0	0	19.6	0	25.5	0	0	0	
	de Guayabetal	20-AJA-05B	85.7	35.1	40.2	304.0	17.9	0	234.0	0.0	0	0	8.1	0	11.6	0	0	0	
	Fm Cucho	19-AJA-05	63.6	43.0	30.6	286.0	37.3	1.5	152.0	0	0	0	10.8	0	0.0	0	0	0	
Floresta	Fm El Tíbet	19-AJA-06	93.0	42.5	37.9	537.0	65.1	2.5	164.0	0	0	0	13.5	0	11.5	0	0	0	
	Fm Floresta	19-AJA-07	66.1	60.4	37.1	327.0	0	2.9	124.0	0	0	0	19.4	0	18.2	0	0	0	
	Esquistos de Otengá	19-AJA-08	163.0	143.0	42.0	355.0	9.4	0	506.0	18.3	0	0	16.2	0	18.3	0	0	0	
	Neis de Buntia	19-AJA-09	242.0	82.4	53.4	239.0	14.7	0	503.0	20.7	0	0	33.9	0	33.4	0	0	0	

Resultados de la Tabla 4 se presentan los siguientes óxidos de elementos encontrados en las formaciones De Guatiquía, Areniscas de Gutiérrez, Cuche, El Tíbet, Floresta, Grupo Quetame, Esquistos de Otengá y Neis de Buntia, con concentraciones de mayor a menor: óxido de Sílice (valores entre 71.2 y 44.9) , óxido de Aluminio (valores entre 18.5 y 5.0), óxido de Hierro (valores entre 7.5 y 0.6), , óxido de Magnesio (valores entre 1.8 0.2), óxido de Potasio, (valores entre 5.3 y 0.3) óxido de Titanio (valores entre 1.8 y 0.2), óxido de fósforo (valores entre 0.1 y ausente), óxido de Calcio (valores entre 0.2 y 0.1), óxido de Manganeseo (valores entre 0.3 y 0.1) y óxido de Sodio con un valor de 3, solo encontrado en Esquistos de Ortega.

En la Tabla 4 se presentan los elementos en el siguiente orden de concentración  $Si > Al, > Fe > K > Mg > Ca > P > Mn > Na$ , este último solo presente en la Unidad Esquistos de Otengá.

La Tabla X muestra las concentraciones de los siguientes elementos:

Metales de transición:  $Ni > Zr > V > Cr > Zn > W > Cu > Nb > Cd > Mo > Tierras\ raras: Y$

Otros metales:  $Ga > Pb > Sn$ ,

Metaloides:  $Ge > Sb > Ba > As$

Halógeno: Cl

Otros no metales: S

Alcalinos: Rb

alcalinotérreos: Sr, Ba

Lantánidos: Ce,

Actínidos: Th

## **14      Discusión**

Este estudio se llevó a cabo en los departamentos de Boyacá y Meta sobre la cordillera Oriental Colombiana, el cual pretende hacer comparativo mineralógico entre las unidades del basamento pre-Devónico y las coberteras sedimentarias del Paleozoico, en los macizos de Floresta y Quetame, pretendiendo dilucidar si ambos macizos compartieron un área de aporte mineralógico similar o por el contrario estuvieron separadas en su formación y su relación con la peleogeografía apoyada en la literatura (Figuras 1, 12 y 13).

Con los resultados obtenidos en este trabajo, ha sido posible observar relaciones entre cada una de las coberteras sedimentarias, en donde los ambientes de depósito tienen influencia en la geoquímica adquirida mediante la FRX y en la mineralogía detectada a partir de DRX.

La literatura encontrada propone que el basamento metamórfico de Floresta y Quetame, están relacionados con un protolito ígneo - sedimentario asociado al océano Iapetus (Mojica & Villarroel, 1984; Moreno-Sánchez et al., 2020), y que el área fuente aportante de sedimentos es el Escudo de Guyana. Estos eventos ocurrieron desde el Precámbrico hasta el Cámbrico (~1200- 500 Ma) (Ibañez-Mejía & Cordani 2020; Restrepo & Toussaint 2020; Nance et al., 2010).



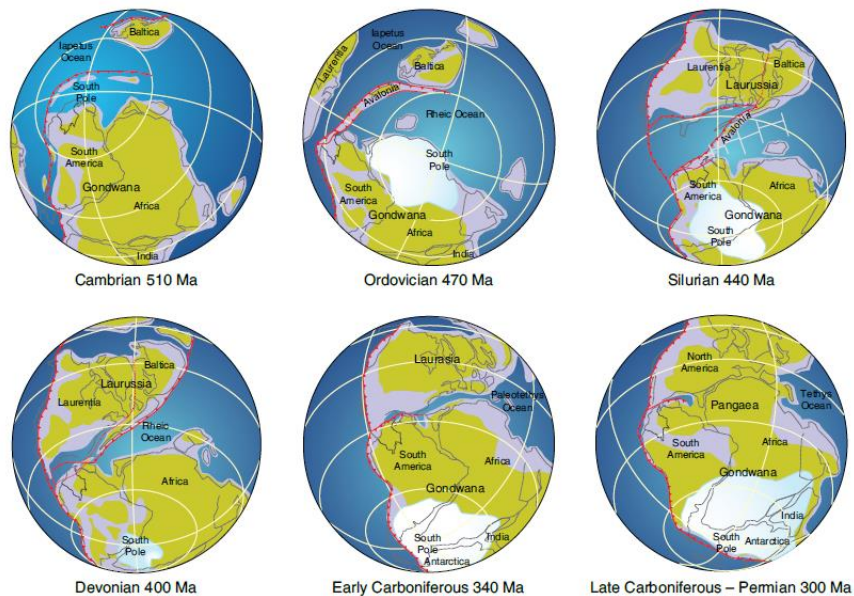


Figura 32. Paleogeografía de la reconstrucción de Gondwana del Paleozoico. Tomado de Barret & Isaacson, 1988; Barrett, 1985) en (Moreno-Sánchez et al., 2020)

Tabla 5. Relación mineralógica según la literatura y en este estudio

Basamento Metamórfico de Floresta						Basamento Metamórfico de Quetame			
Neis de Buntia 19-AJA-09			Esquistos de Otengá 19-AJA-08			Filitas y Cuarcitas de Guayabetal 20-AJA-05A Y 05B			
Mineralogía	Literatura	Este estudio	Mineralogía	Literatura	Este estudio	Mineralogía	Literatura	Este estudio -05A	Este estudio -05B
Cuarzo	X	X	Cuarzo	X	X	Cuarzo	X	X	X
Feldespato	X	X	Feldespato	X	X	Feldespato		X	
Plagioclasa	X	X	Plagioclasa		X	Plagioclasa		X	X
Moscovita	X	X	Moscovita	X	X	Moscovita	X		X
Biotita	X		Biotita	X		Biotita	X		
Hornblenda	X		Caolinita		X	Clorita		X	X
Caolinita		X	Vermiculita		X	Caolinita			
Vermiculita		X	I/S		X	Vermiculita			
I/S		X	Sillimanita	X		Hematita		X	X
Goethita		X	Cordierita	X		Goethite			
Ankerita			Goethite		X	Ankerita			
Calcita		X	Ankerita		X	Grafito	X		

La documentación existente acerca de la mineralogía del basamento metamórfico muestra diferencias con respecto a la mineralogía detectada por la DRX realizada en este trabajo.

En la tabla 5 se muestra que del basamento de Floresta la unidad Neis de Buntia muestra la presencia de minerales como caolinita, vermiculita goethita y calcita con ausencia de biotita y hornblenda, en comparación de la literatura reportada. Esto significa que la metodología realizada puede detectar con mayor precisión la especiación de arcillas diferenciando su estructura cristalina.

En la Tabla 5 presenta la diferencia mineralógica de la unidad de Esquistos de Otengá, obteniendo la presencia de caolinita, vermiculita, detectada a través de la especiación de arcillas en por la técnica empleada en este trabajo. Evidencia similitudes con la mineralogía reportada en la literatura, y arroja nuevos minerales como la goethita y la ankerita que no son reportados en la literatura.

En la Tabla 5, presenta la diferencia mineralógica de la Unidad de Filitas y Cuarzitas de Guayabetal, encontrándose feldespatos, plagioclasa, hematita (Oxihidróxido de hierro) y clorita, pudiendo esta última, provenir del área fuente o ser un mineral secundario por alteración de los minerales de hierro. No se reportó grafito.

Según los resultados del DRX, la comparación mineralógica del basamento metamórfico varía principalmente en los minerales de feldespatos y plagioclasas siendo mayoritarias en el área de Floresta, puede estar relacionado a que la fuente de aporte estuviera más cercana, respecto a la línea de costa, evitando así la degradación y alteración completa de estos minerales. La calcita y la ankerita por su parte, está presente en el área de Floresta, en la muestra 19-AJA-09, por lo cual, posiblemente estas rocas se acumularon en un ambiente marino somero, de plataforma con poca energía, a su vez, la muestra 19- AJA – 08 contiene

más goethita que la muestra 19- AJA-09 mineral que se puede formar en aguas marino-costeras en un ambiente más alcalino u oxidación por parte de los minerales que contiene hierro, e.i ankerita.

La ocurrencia de la illita/mica contenida para ambos basamentos, la presencia de este mineral es mayor en las muestras 20-AJA-05A y 05B en las muestras de Quetame, representadas por las Filitas y Cuarcitas de Guayabetal, las cantidades pueden estar sujetas a un proceso llamado illitización como producto de la transformación de esmectitas a illitas mediante la diagénesis, que puede estar representado por dos procesos: 1. La recristalización de minerales arcillosos en lutitas y en areniscas ricas en arcillas. 2. La precipitación directa de soluciones sobre superficies de granos de caolinita o cuarzo (Meunier & Velde, 2004).

Durante el Paleozoico Temprano, el Escudo de Guyana fue recubierto por rocas sedimentarias de origen marino, por el océano Rheico que separaba de Laurasia de Gondwana que comenzaba a cerrarse, debido a la construcción de diferentes zonas de subducción en los bordes oceánicos. A mediados del Carbonífero- Mississipiano el cierre del océano de Rheico fue completado, cuando Laurasia y Gondwana se unieron para formar Pangea (Nance et al., 2010).

*Tabla 6. Relación mineralógica de la cobertera sedimentaria de Floresta, según la literatura y este estudio.*

Cobertera Sedimentaria de Floresta								
Formación El Tíbet 19-AJA-06			Formación Floresta 19-AJA-07			Formación Cucho 19-AJA-05		
Mineralogía	Literatura	Este estudio	Mineralogía	Literatura	Este estudio	Mineralogía	Literatura	Este estudio
Cuarzo	X	X	Cuarzo	X	X	Cuarzo	X	X
Feldespato	X		Feldespato		X	Feldespato	X	
Plagioclasa	X	X	Plagioclasa		X	Plagioclasa		X
Moscovita	X	X	Moscovita	X	X	Moscovita	X	X
Circón	X		Circón			Circón		
Hematita	X	X	Hematita			Hematita	X	
Caolinita	x	X	Caolinita		X	Caolinita		
Clorita		x						

*Tabla 7. Relación mineralógica de la cobertera sedimentaria de Quetame, según la literatura y este estudio.*

Cobertera Sedimentaria de Quetame					
Formación Areniscas de Gutiérrez 20-AJA-04			Formación Capas Rojas de Guatiquía 20-AJA-03		
Mineralogía	Literatura	Este estudio	Mineralogía	Literatura	Este estudio
Cuarzo	X	X	Cuarzo	X	X
Feldespato			Feldespato		X
Plagioclasa			Plagioclasa		X
Moscovita	X	X	Moscovita	X	X
Circón	X		Circón		
Hematita			Hematita		
Caolinita	X	X	Caolinita	X	X
Clorita			Clorita		X
Pirofilita		X	Pirofilita		
Calcita	X	X	Calcita	~X	

La documentación mineralógica en la literatura y en este trabajo: en la Tablas 6 y 7 de las coberteras sedimentarias para ambas áreas de Floresta y Quetame, muestra la presencia de cuarzo, feldespatos, plagioclasa, moscovita, óxidos de hierro y minerales arcillosos como illita, caolinita, clorita, vermiculita e I/S. En la Fm Areniscas de Gutiérrez, se reporta

minerales carbonatados, asociado a la calcita, posiblemente proveniente de una plataforma continental marina somera.

La mineralogía adquirida a partir de DRX de las muestras de la cobertera sedimentaria en las áreas de Floresta y Quetame, tienen un comportamiento muy similar en cuanto a las proporciones de las cantidades de cuarzo, feldespato, minerales arcillosos como los son la clorita, illita/mica y caolinita. A diferencia de la calcita, que aparece solo en la muestra 20-AJA-04, mineral que aparece en rocas sedimentarias a partir de los procesos bioquímicos en un ambiente marino somero.

La pirofilita, mineral reportado en el DRX, es un mineral que se forma a partir de los 250°C en condiciones metamórficas o hidrotermales (Bauluz & Subias, 2006), indicando que esta Formación alcanzó un considerable grado diagenético.

Existen diferencias entre los contenidos de minerales arcillosos en las rocas del Devónico Medio en las formaciones Areniscas de Gutiérrez, Tíbet y Floresta (20-AJA-04, 19-AJA-06 y 19-AJA07) respectivamente (Figuras 30 y 31). Posiblemente, estas diferencias están relacionadas posiblemente a un cambio del ambiente de acumulación sedimentaria relacionado a una regresión en el Devónico Medio y el Carbonífero Inferior en el área de Floresta por la transición de la Formación de Floresta a Tíbet. Las muestras de Floresta y Tíbet estarían más proximales a la línea de costa (¿Playa? y ¿Lagoon?), mientras que, la Fm Areniscas de Gutiérrez, estuviese un poco cercana al continente

La mineralogía de arcillas del Devónico Superior – Carbonífero Inferior, comprendidas por las formaciones Capas Rojas de Guatiquía (Macizo de Quetame) y Cucho (Macizo de Floresta) (20-AJA03 y 19-AJA05) respectivamente, contienen también diferencias

porcentuales en los minerales arcillosos, debido a que la Fm Cuche estaría en un ambiente más cercano a la línea de costa (¿Lagoon?), a diferencia de las Capas Rojas de Guatiquía que podría estar en un ambiente de plataforma continental somera-distal.

Los resultados de FRX para los basamentos metamórficos de Floresta y de Quetame, se evidencia una relación entre las cantidades obtenidas de los óxidos MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Si<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO y TiO<sub>2</sub>. Se encuentran ligeras diferencias en el contenido de Na<sub>2</sub>O detectado en la muestra 19-AJA-08, mineral que está relacionado con el mineral de Albita.

Lo anterior indica que, las fuentes de aportes sedimentarias son muy parecidos entre el análisis de fluorescencia de Floresta y Quetame, proviniendo del Escudo de Guyana; Cratón Amazónico reportado para ese tiempo geológico (Nance et al., (2010); Horton et al. (2010) Pastor (2020); Moreno-Sánchez et al., (2020)).

Las diferencias entre las cantidades de los feldespatos posiblemente estén relacionadas con las cercanías de la fuente de aporte o por el contrario mineral que es recrystalizado por la diagénesis.

La geoquímica de las coberteras sedimentarias de Floresta y de Quetame, denotan un mismo comportamiento, con tendencia homogénea, entre las cantidades detectadas de óxidos a partir de la FRX de MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Si<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO y TiO<sub>2</sub>. Por otra parte, cabe resaltar que existen diferencias con el contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, detectado en la muestra 20-AJA-04, con un contenido de 0.6%, mientras que, para las otras coberteras el contenido es mucho mayor, reportando valores que oscilan entre los 2.7 a 3.5 %. Para el contenido de TiO<sub>2</sub> en la muestra 19-AJA-07 es de 1.8%, relacionado posiblemente a los minerales accesorios no detectados en el DRX; e.i anatasa.

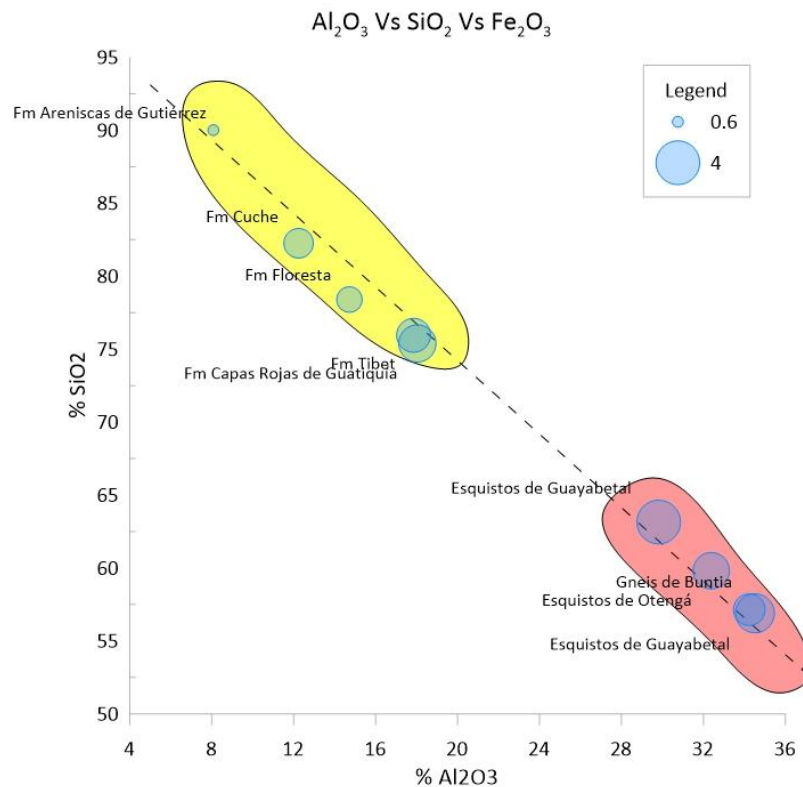


Figura 33. Óxido de Aluminio Vs Óxido de Sílice Vs Óxido de Hierro.

En la gráfica en el eje X está el Óxido de Aluminio, (Figura 33) en el eje Y el Óxido de Sílice, los círculos de las muestras están asociados a la cantidad porcentual de Óxido de Hierro que presentan las muestras. Se observan un comportamiento lineal negativo, en el recuadro rojo alberga las rocas del basamento metamórfico de Floresta y Quetame caracterizado por el alto contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y menor concentración de  $\text{SiO}_2$ . En las rocas de las coberteras sedimentarias de Floresta y de Quetame, está caracterizado el porcentaje mayoritario del  $\text{SiO}_2$  y en menor porcentaje el del  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . El comportamiento de Óxido de Hierro disminuye a medida que se enriquece de óxido de sílice, en la Fm Areniscas de Gutiérrez y es caracterizado por su poca concentración de este óxido y alta concentración de  $\text{SiO}_2$ .

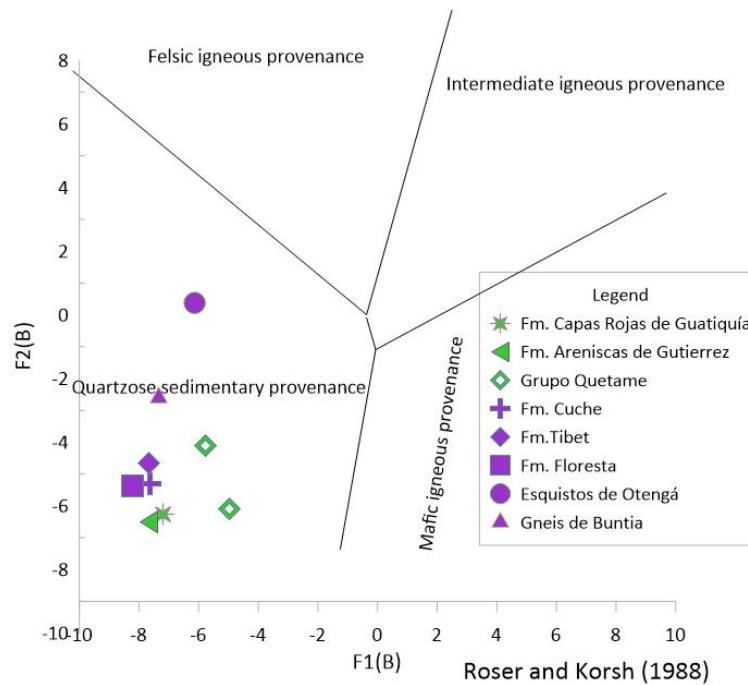


Figura 34. Diagrama Binario de función discriminante en la proveniencia sedimentaria, utilizado para diferenciar la proveniencia/ entorno tectónico. Tomado y adaptado de (Roser & Korsh 1988).

De la gráfica (Figura 34) se puede apreciar que tanto para las coberteras sedimentarias como para los basamentos de Floresta y de Quetame caen en el rango de una proveniencia sedimentaria cuarzosa.

La gráfica se basa en los datos geoquímicos a fin de establecer la procedencia y el entorno tectónico en rocas sedimentarias maduras Roser & Korsh (1988) en (Craigie, 2018).realizan este diagrama bajo las funciones F1 en el X y en F2 en el eje Y.

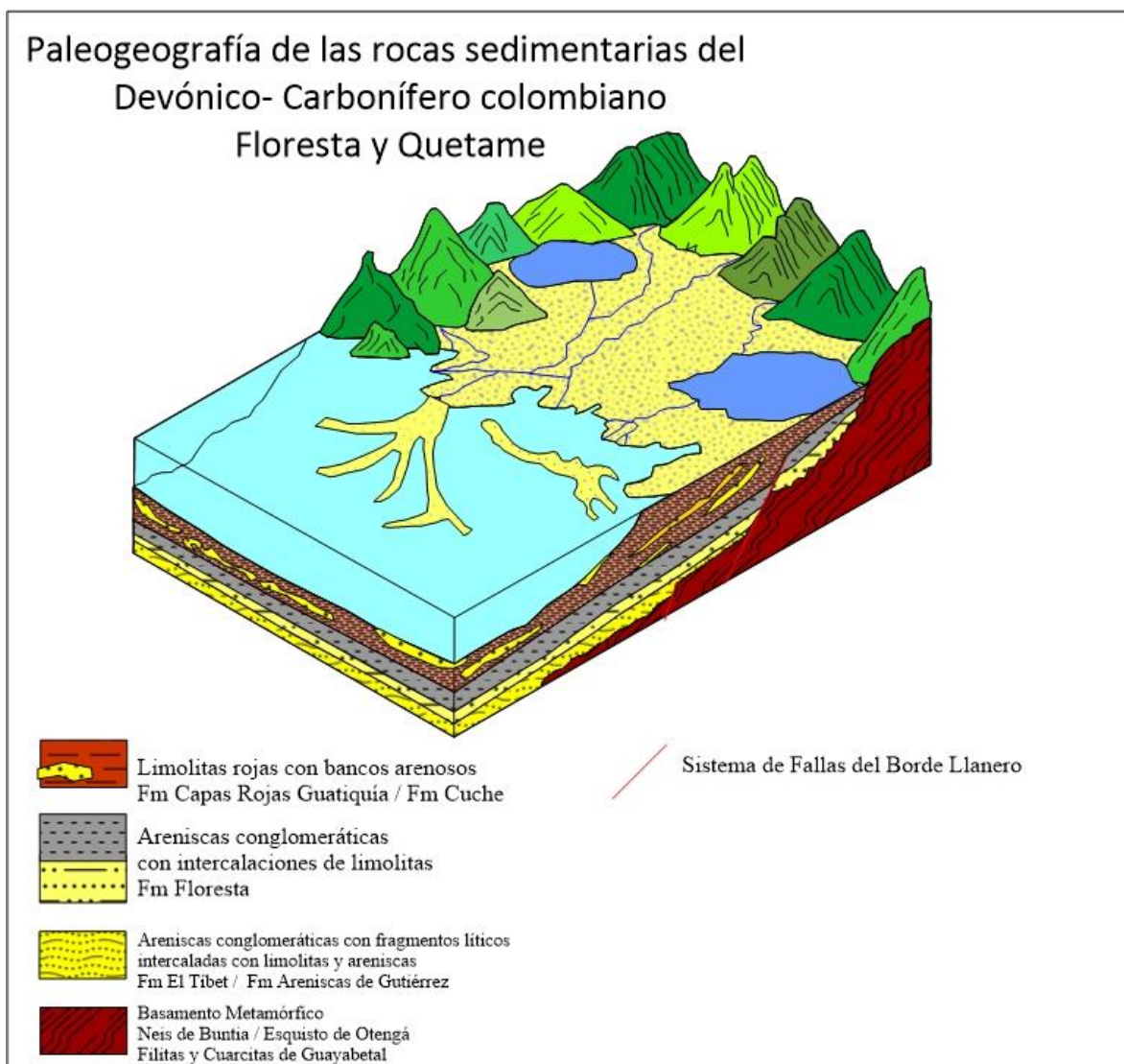
En donde

$$F1 = -1.773 * Ti + 0.607 * Al + 0.76 * Fe - 1.5 * Mg + 0.616 * Ca + 0.509 * Na - 1.224 * K - 9.09$$



$$F2=0.445*TI+0.007*Al-0.25\text{ Fe}-1.142* Mg +0.438* Ca+1.475* -Na+1.426* K-6.861$$

Los Diagramas Binarios de función discriminante, no toman en cuenta los siguientes factores: sorteamiento hidráulico, tamaño de grano, meteorización, diagénesis, influencia de minerales carbonatados, mezcla de varias fuentes de sedimentos entre otros, situación que debe ser tomada en cuenta para su interpretación (Craigie, 2018).



*Figura 35. Paleogeografía de las rocas sedimentarias del Devónico colombiano Floresta y Quetame*

## 15 Conclusiones

1. Los resultados de la mineralogía en la DRX para basamento metamórfico de Floresta y Quetame, evidencian relaciones entre los minerales identificados, presentando algunas diferencias en términos porcentuales, posiblemente relacionado a la posición paleogeográfica con respecto a la línea de costa durante el devónico y principios del carbonífero.
2. Los resultados de la FRX en los basamentos brindan información crucial para entender el área de aporte; las similitudes de los óxidos mayoritarios para ambos basamentos son análogos y no albergan diferencias contrastantes. Se podría entender que los protolitos metamórficos están relacionados entre sí, lo que implica que hacen parte de la misma corteza del margen continental NW de Gondwana
3. La mineralogía analizada y adquirida a partir de la DRX de las coberteras sedimentarias de Floresta y Quetame, en su mayoría representada por el cuarzo, feldespatos, plagioclasas, en menor proporción albergan minerales arcillosos, con ocurrencias de calcita y oxihidróxidos de hierro, representados en goethita y hematita, sugiriendo que el área de aporte y de sedimentación están relacionadas entre sí.
4. Los resultados en la mineralogía de la DRX de las coberteras sedimentarias estarían enmarcados en un ambiente transicional variando entre *offshore-shoreface*, con playas y llanuras costeras con influencia mareal lo cual se podría asociar los cambios mineralógicos arcillosos (Pastor (2020); Mojica – Villarroel (1984); Ulloa et al., (2003))

5. Los resultados de la FRX, en las coberteras sedimentarias de Floresta y Quetame, no se reportan cambios bruscos en las concentraciones de los óxidos mayoritarios, por el contrario, las relaciones son equivalentes y homogéneos, que permiten entender que las áreas de aporte son las mismas.
6. Los resultados de la mineralogía de arcillas durante el Devónico Medio evidencian relación entre las unidades de las Formaciones Tíbet y las Areniscas de Gutiérrez, mientras que, la Formación Floresta, que contiene más caolinita, sugiere que su posición entre la línea de costa fuese más cercana hacia el continente, mientras que, las Formaciones Tíbet y las Areniscas de Gutiérrez estuviesen más alejadas al continente.
- 7.
8. Los resultados en la mineralogía de arcillas de las rocas del Devónico Superior–Carbonífero Inferior reflejan diferencias entre las concentraciones de los minerales arcillosos, posiblemente atribuido a ambientes de acumulación diferentes, sin embargo, estarían relacionados con la misma fuente de aporte al no registrarse cambios significativos en la FRX.
9. A partir de los resultados de la mineralogía detectada por DRX, inferimos que los sedimentos fueron depositados en ambientes marinos someros en la cuenca paleozoica durante el Devónico Medio, , que posteriormente fueron deformados y levantados durante el Carbonífero- Pérmico separando los macizos de Floresta y Quetame.

## 15 Recomendaciones

Este trabajo puede ser comparado con el análisis petrográfico para analizar para tener mejor resolución las texturas de los minerales y así entender mejor las relaciones entre los mismos. Así como también, se recomienda estudiar el análisis de los minerales densos para comparar las diferencias entre los minerales y sus fuentes de aporte.

Las dataciones U – Pb en los circones detríticos arrojarían mejor el entendimiento de las edades de cristalización como también las relaciones de las fuentes de aporte.

Se recomienda una cantidad significativa de muestreo para determinar con mayor precisión las características sedimentarias y los ambientes de acumulación, así mismo, también realizar trabajos detallados estructurales de los procesos tectónicos que afectaron las cuencas.

## 16 Referencias Bibliográficas

- Bauluz, B., & Subias, I. (2006). Pirofilita - I/S - ilita amónica en las pizarras negras de la sierra de albarracín (guadalajara y teruel). *Macla: Revista de La Sociedad Española de Mineralogía*, 6, 81–84.
- Bruker. (2005). How does XRF work | Bruker. <https://www.bruker.com/es/products-and-solutions/elemental-analyzers/xrf-spectrometers/how-does-xrf-work.html>
- Chew, D. M., Magna, T., Kirkland, C. L., Mišković, A., Cardona, A., Spikings, R., & Schaltegger, U. (2008). Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research*, 167(1–2), 186–200.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.002>

Cediel, F. 1969. Geología del Macizo de Floresta. I Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, pp. 17-29

Cordani, U.G., Cardona, A., Jimenez, D.M., Liu, D., and Nutman, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., and Pankhurst, R.J. (Eds.) *Terrane Processes at the Margins of Gondwana: The Geological Society of London Special Publication*, 246, 329–346

Cordani, U.G., Sato, K., Sproessner, W. & Santos–Fernandes, F. 2016. U–Pb zircon ages of rocks from the Amazonas territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 5–35. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150012>.

Cortes, R., & De La Espriella, R. (1983). Contribución al conocimiento del Paleozoico Superior en la Sección Quetame-Villavicencio. In *Boletín de geología - Universidad Industrial de Santander* (Vol. 16, Issue 30, pp. 83–101).

Craigie, N. (2018). *Advances in Oil and Gas Exploration & Production Principles of Elemental Chemostratigraphy*.

Dana, J. D. (1959). *Dana Hurlblut - Manual De Mineralogia* (2ed) - libgen.li.pdf.

Dueñas–Jiménez, H., Corredor–Bohórquez, V.E. & Montalvo–Jónsson, J. 2020. Paleontology of the Paleozoic rocks of the Llanos Orientales Basin, Colombia. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia*, Volume 1

Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas

Especiales 35, p. 133–148. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.07>

eXe. Retrieved October 20, 2021, from

[http://agrega.juntadeandalucia.es/repositorio/27092012/88/es-an\\_2012092713\\_9144534/ODE-e80e03ad-0ad2-3296-a99c-263bec1a4865/12\\_estructuras\\_cristalinas.html](http://agrega.juntadeandalucia.es/repositorio/27092012/88/es-an_2012092713_9144534/ODE-e80e03ad-0ad2-3296-a99c-263bec1a4865/12_estructuras_cristalinas.html)

Forero S., A. (1970). El Paleozoico superior del flanco oriental de la Cordillera Central.

Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences, 7(0), 139–145.

Horton, B., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. (2010).

Linking sedimentation in the northern Andes to the basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. Geological Society of America Bulletin, 122, 1423–1442.

Ibanez–Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V.a., Cardona, A., Gehrels, G.E. & Mora, A.R. 2011.

The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. Precambrian Research, 191(1– 2): 58–77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.005>.

Ibañez–Mejia, M. & Cordani, U.G. 2020. Zircon U–Pb geochronology and Hf–Nd–O

isotope geochemistry of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic basement in the westernmost Guiana Shield. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, publicaciones Geológicas Especiales 35, p. 65–90. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/>

- Kroonenberg, S.B., 1982. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geol. en Mijnb.* 61, 325–333.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Bickford, M.E., 2010. Review of the Proterozoic evolution of the Grenville province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. In: Tollo, R.P., Bartholomew, M.J., Hibbard, J.P., Karabinos, P.M. (Eds.), *From Rodinia to Pangea: the Lithotectonic Record of the Appalachian Region*. In: *Geological Society of America Memoir*, vol. 206, pp. 21–49.
- Meunier, A., & Velde, B. (2004). *ILLITE* (Spring). <https://doi.org/10.1007/978-3-66207850-1>
- Mojica, J., & Villarroel, C. (1984). Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cuche. *Geología Colombiana*, 13(0), 55–79.
- Moore, D. M., & Reynolds, R. C. J. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*.
- Mora, A.; Parra, M; Strecker, M.; Kammer, A; Dimaté, C.; Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia, *Tectonics*, 25, TC2010, doi:10.1029/2005TC001854.
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. & Buitrago-Hincapié, J. 2020. Paleozoic of Colombian Andes: New paleontological data and regional stratigraphic review. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 37 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09>.

- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17, p. 194–222.
- Nikishin, A. M., Kopaeich, L. F, 2009. Tectonostratigraphy as a Basis for Paleotectonic Reconstructions. *Moscow University Geology Bulletin* 64, 65-74.
- Ordóñez-Carmona, O., Álvarez, J. J. R., & Pimentel, M. M. (2006). Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 372-382.
- Pastor, A. F. (2020). Sedimentología y caracterización como roca generadora de hidrocarburos de la Formación Floresta, Macizo de Floresta, Colombia. Universidad Nacional de Colombia.
- Patiño, A., Fuquen, J., Ramos, J., Pedraza, A., Ceballos, L., Pizón, L., Torres, A., Jerónimo, Y., & Torres, A. (2011). Cartografía Geológica De La Plancha 247 Cáqueza Cartografía Geológica De La Plancha 247 Cáqueza (p. 131).
- Pulido, O., Stella, G. L., & Villalba, L. S. G. (2001). Geología de la plancha 266 Villavicencio. *Ingeominas*, 266, 1–53.
- Ramos, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 77–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.004>.
- Renzoni, G. (1965). Geologia Del Macizo De Quetame. *Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences*, 5(0), 75–128.
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3): 189–193.



- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. 2020. Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 27 p. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G. & Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for late Proterozoic – early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3–4): 427–441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Thornton, Steven T. and Rex, Andrew, *Modern Physics for Scientists and Engineers*, Saunders College Publishing, 1993.
- Thorez, J. (1995). Determination of Clay Minerals by X-Ray Diffraction and Applications in Clay Geology (pp. 1–270).
- Tilley, R. J. . (2006). *Crystals and Crystal Structures* (J. W. & S. Ltd (ed.)).
- Toussaint, J. F. (1996). "Evolución Geológica de Colombia, Cretácico. ." Universidad Nacional de Colombia. Medellín.: 142.
- Ulloa, C., Rodríguez, E., & Rodríguez, G. I. (2003). Geología de la plancha 172 Paz de Río. Escala 1:100.000. *Geología De La Plancha 172 Paz De Río*, 111.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A., 2016. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications

for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Res.* 31, 271- 294.

Weaver, C. E., & Pollard, L. D. (1973). *Developments in Sedimentology 15- The Chemistry of Clay Minerals.*